

MARIA CRISTINA DE SOUZA

**ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DAS BARREIRAS
HOLOCÊNICAS PARANAENSES, SUL DO BRASIL**

Tese de doutorado apresentada como requisito
parcial à obtenção do grau de Doutor.
Curso de Pós-Graduação em Geologia,
Departamento de Geologia,
Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo
Co-orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

CURITIBA

2005

Souza, Maria Cristina de
Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses,
Sul do Brasil / Maria Cristina de Souza. - Curitiba, 2005.
xiv, 99 f. : il., grafs., tabs.

Orientador: Rodolfo José Angulo
Co-orientador: Mario Luis Assine
Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor
de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.
Inclui Bibliografia.

1. Geologia estratigrafica – Holoceno. 2. Costa – Paraná.
I. Angulo, Rodolfo José. II. Assine, Mario Luis. III. Título.
IV. Universidade Federal do Paraná.


CDD 551.790981

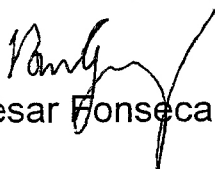
TERMO DE APROVAÇÃO

MARIA CRISTINA DE SOUZA

ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DAS BARREIRAS HOLOCÊNICAS
PARANAENSES, SUL DO BRASIL.

**Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para
obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação
em Geologia, com área de concentração em Geologia
Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, pela
Comissão formada pelos Professores:**


Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburger - UFRGS


Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini - USP


Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR


Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla - UFPR


Prof. Dr. Rodolfo José Angulo - UFPR
Presidente

Curitiba, 13 de junho de 2005.

A lua... a luz que ilumina a minha vida.

"if the environment is the theatre, then evolution is the play"

"se o meio ambiente é o teatro, então a evolução é a peça"

G. Evelyn Hutchinson

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	viii
AGRADECIMENTOS.....	ix
ABSTRACT.....	xi
RESUMO.....	xiii
 CAPÍTULO 1: APRESENTAÇÃO.....	 1
CAPÍTULO 2: ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS FORMADAS SOB A AÇÃO DE ONDAS NA BARREIRA HOLOCÊNICA REGRESSIVA DA PLANÍCIE COSTEIRA PARANAENSE, SUL DO BRASIL	3
2.1. INTRODUÇÃO	3
2.2. ÁREA ESTUDADA.....	5
2.3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
2.4. FÁCIES SEDIMENTARES	8
2.4.1. Areia com estratificação cruzada planar (Fácies Sp)	9
2.4.2. Areia com estratificação cruzada acanalada (Fácies St)	9
2.4.3. Areia com estratificação cruzada de baixo ângulo (Fácies Sli)	10
2.4.4. Areia com estratificação cruzada de muito baixo ângulo (Fácies Slb)	12
2.4.5. Areia com estratificação cruzada swaley (Fácies Ssc).....	13
2.4.6. Areias finas a grossas preenchendo escavações (Fácies Ss)	15
2.4.7. Areia com estratificação cruzada sigmóide (Fácies Ssg).....	15
2.4.8. Areia com estratificação cruzada tangencial na base (Fácies Stb)	16
2.4.9. Areia maciça (Fácies Sm).....	18
2.4.10. Areia com ondulações e laminações cruzadas (Fácies Sr).....	18
2.4.11. Areia com acamamento flaser (Fácies Sf).....	19
2.4.12. Detritos vegetais e lama carbonácea com estratificação cruzada hummocky (Fácies Chc)	19
2.4.13. Heterolítica ondulada (Fácies Hw)	20
2.4.14. Heterolítica bioturbada (Fácies Hb)	21
2.4.15. Lama em drapes (Fácies Fm).....	21
2.4.16. Lama com acamamento linsen (Fácies Fl)	22
2.4.17. Lama com acamamento linsen bioturbada (Fácies Flb).....	22
2.5. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	23
2.5.1. Plataforma interna (Inner shelf) – IS	26
2.5.2. Face litorânea inferior (Lower shoreface) – LS	27
2.5.3. Face litorânea média (Middle shoreface) – MS.....	28
2.5.4. Face litorânea superior (Upper shoreface) – US.....	30
2.5.5. Praia subaérea e intermaré (F).....	31
2.6. MODELO DE FÁCIES.....	33
 CAPÍTULO 3. INVERSÃO DE IDADES ¹⁴C NA BARREIRA REGRESSIVA HOLOCÊNICA DE PRAIA DE LESTE, SUL DO BRASIL	 38
3.1. INTRODUÇÃO	38

3.2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	39
3.3. RESULTADOS.....	40
3.4. DISCUSSÃO.....	45
3.5. CONCLUSÃO.....	49
<i>CAPÍTULO 4. EVOLUÇÃO DAS BARREIRAS HOLOCÊNICAS PARANAENSES, SUL DO BRASIL.....</i>	<i>51</i>
4.1. INTRODUÇÃO.....	51
4.2. MODELOS EXISTENTES PARA EXPLICAR A EVOLUÇÃO DE BARREIRAS.....	54
4.3. PLANÍCIE COSTEIRA PARANAENSE.....	63
4.4. CARACTERÍSTICAS DAS BARREIRAS HOLOCÊNICAS PARANAENSES.....	67
4.4.1. Configuração em planta das barreiras e das unidades geológicas associadas.....	68
4.4.2. Ambientes costeiros atuais.....	69
4.4.2.1. Praias e dunas.....	69
4.4.2.2. Face litorânea e a plataforma interna.....	69
4.4.2.3. Complexo estuarino de Paranaguá.....	70
4.4.3. Parâmetros oceanográficos atuais.....	71
4.4.4. Composição da barreira.....	72
4.4.5. Espessura da barreira e superfície de ravinamento.....	73
4.4.6. Morfologia do substrato.....	75
4.4.7. Variações do nível relativo do mar durante a construção das barreiras.....	76
4.4.8. Distribuição das isócronas na barreira.....	78
4.5. MODELO PROPOSTO.....	79
4.6. COMPARAÇÃO COM OUTROS MODELOS DE EVOLUÇÃO DE BARREIRAS COSTEIRAS.....	86
<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</i>	<i>88</i>

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Localização da área estudada: 1) barreira pleistocênica, 2) barreira holocênica, 3) sedimentos paleolagunares, 4) planície de maré atual, 5) outras unidades, 6) perfil topográfico, 7) cavas de extração de areia. <i>Inset</i> com a distribuição dos perfis estratigráficos e das sondagens com vibrotestemunhador nas cavas de extração de areia.	4
Figura 2.2: Vista da cava de extração de areia em Praia de Leste.....	5
Figura 2.3: Vista da forma dos cordões litorâneos (feição ondulada no nível mais claro da foto) em corte transversal à paleocosta em frente ao perfil 17 (localização inset figura 2.1).....	6
Figura 2.4: Fácies Sp, caracterizada por <i>sets</i> com estratificação cruzada planar, em contato erosivo sobre a fácies Hw(s). (Perfil 4 – inset figura 2.1).	9
Figura 2.5: Fácies St com estratificação cruzada acanalada: a) de grande porte (perfil 14); b) com deformação atribuída a fluidificação e com fragmento de tronco (perfil 15). Localização inset figura 2.1.	10
Figura 2.6: Fácies Sli em contato abrupto sobre a fácies St, que apresenta perfurações tipo <i>Ophiomorpha</i> . Notar a transição lateral (lado direito da foto) para fácies Ssg e St que representam o pé da praia (<i>beach step</i>), e fácies Sp interdigitadas (perfil 13 – inset figura 2.1).	11
Figura 2.7: fácies Sli com direção de mergulho para o mar (face praial) e para o continente (pós-praia) indicado pelas setas. Note as fácies Sp interdigitadas correspondentes a pequenos canais na face praial (perfil 13 – inset figura 2.1).	12
Figura 2.8: Fácies Slb com estratificação cruzada de muito baixo ângulo, e tubos <i>Ophiomorpha</i> , sobreposta por fácies Ssc com estratificação cruzada <i>swaley</i> (perfil 17 – inset figura 2.1).	13
Figura 2.9: Fácies Ssc com estratificação cruzada <i>swaley</i> . Note as feições convexas (<i>hummocky</i>) e a alta concentração de detritos vegetais. a) Perfil 5, b) perfil 17 e c) perfil 11 – inset figura 2.1.	14
Figura 2.10: Fácies Ss com areia fina a grossa e detritos vegetais preenchendo escavação, associada a fácies Ssc. (perfil 17 – inset figura 2.1).	15
Figura 2.11: Subfácies Ssg(t) com estratificação cruzada sigmóide associada a fácies Stb. (perfil 16 – inset figura 2.1).	16
Figura 2.12: Fácies Stb com estratificação cruzada tangencial na base: a) variações da fácies Stb, <i>sets</i> com preservação apenas das lâminas basais (Stb superior) e <i>sets</i> truncados no topo (Stb inferior), e com fácies Ssg associada, b) com lâminas deformadas atribuídas a fluidificação, e c) com formas lenticulares, de origem não identificada, nas lâminas frontais (perfil 16 – inset figura 2.1).	17
Figura 2.13: Fácies Sm de areia muito fina a fina, maciça, intensamente bioturbada. Note a alta concentração de conchas e fragmentos de conchas, inclusive com espécimes em posição de vida (perfil 17 – inset figura 2.1).....	18
Figura 2.14: Fácies Sr com ondulações e laminações cruzadas associadas a fácies Sf de areia com acamamento flaser e fácies Hw heterolítica ondulada (perfil 4 – inset figura 2.1).	19
Figura 2.15: Fácies Chc com detritos vegetais e lama com estratificação cruzada <i>hummocky</i> , associado a fácies Ssc e Sm (perfil 13 – inset figura 2.1).	20
Figura 2.16: Fácies Hb heterolítica bioturbada (sondagem #5 – inset figura 2.1).	21
Figura 2.17: Fácies Fm de lama em drapes associada a fácies Ssc (perfil 11 – inset figura 2.1).	22

- Figura 2.18: Fácies Flb lama com acamamento *linsen* bioturbada (sondagem #5 – inset figura 2.1). 23
- Figura 2.19: Perfis esquemáticos com a distribuição dos perfis estratigráficos e das sondagens com vibrotestemunhador mostrando a variação nas espessuras, profundidade e paleopropriedades das associações de fácies da barreira holocênica (inset figura 2.1). . 24
- Figura 2.20: Perfil transversal das barreiras de Praia de Leste com a distribuição das associações de fácies da barreira holocênica (perfil topográfico b-c figura 2.1). 25
- Figura 2.21: Curvas mínima e máxima de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral leste do Brasil, proposta por Angulo *et al.* (2006). 25
- Figura 2.22: Distribuição nos perfis da fácies da associação plataforma interna (IS). 1) drapes de lama, 2) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 3) bioturbações, 4) conchas e fragmentos de conchas. Localização ver inset figura 2.1..... 26
- Figura 2.23: Distribuição nos perfis das fácies da associação face litorânea inferior (LS). 1) Ondulações e laminações cruzadas simétricas e laminação flaser (fácies Sr, Hw(s) e Sf), 2) estratificação cruzada swaley (fácies Ssc), 2) estratificação cruzada de muito baixo ângulo (fácies Slb), 3) drapes de lama, 4) lentes de areia, 5) bioturbações, 6) conchas e fragmentos de conchas. Localização ver inset figura 2.1..... 27
- Figura 2.24: Distribuição nos perfis das fácies da associação face litorânea média (MS). 1) estratificação cruzada swaley (fácies Ssc), 2) estratificação cruzada de muito baixo ângulo (fácies Slb) , 3) estratificação cruzada truncada por onda *Hummocky* (fácies Chc), 4) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 5) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 6) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 7) ondulações e laminações cruzadas simétricas e laminação flaser (fácies Sr, Hw(s) e Sf), 8) climbing, 9) drapes de lama, 10) detritos vegetais, 11) conchas e fragmentos de conchas, 12) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major*, 13) bioturbações, 14) direção de paleocorrentes. Localização ver inset figura 2.1. 30
- Figura 2.25: Distribuição nos perfis das fácies da associação face litorânea superior (US). 1) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 2) estratificação cruzada acanalada (fácies St) , 3) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 4) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 5) ondulações e laminações cruzadas simétricas e assimétricas (fácies Sr), 6) lâminas com estruturas de escape, 7) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major* 8) detritos vegetais, 9) fragmentos de tronco, 10) direção de paleocorrentes. Localização ver inset figura 2.1..... 31
- Figura 2.26: Distribuição nos perfis das fácies da associação praia subaérea e intermaré (F). 1) estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Sli), 2) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 3) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 4) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 5) estratificação cruzada acanalada (fácies St), 6) ondulações e laminações simétricas e assimétricas (fácies Sr), 7) lentes de areia grossa em pequenos canais 8) bioturbações, 9) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major*, 10) direção de paleocorrentes. Localização ver inset figura 2.1. 33
- Figura 2.27: Sequência vertical das fácies observadas em testemunhos de sondagens e descrições de poços na Ilha de Galveston, Golfo do México (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin). 34
- Figura 2.28: Amostra de *boxcore* obtida a 3,8 m de profundidade na face litorânea de Norderney, Alemanha, com estratificação cruzada *hummocky* de média escala (Reineck 1976 *apud* McCubbin 1992). 36
- Figura 2.29: Diagrama em rosa das paleocorrentes medidas nas estratificações cruzada *swaley*, mostrando o sentido preferencial do transporte de sedimento para a costa (*onshore*). 36

- Figura 3.1: Localização da área estudada: 1) barreira pleistocênica, 2) barreira holocênica, 3) sedimentos paleolagunares, 4) planície de maré atual, 5) outras unidades, 6) cavas de extração de areia. *Inset* com a distribuição dos perfis estratigráficos e das sondagens com vibrotestemunhador nas cavas de extração de areia. 39
- Figura 3.2 : Fácies de lama orgânica (seta) cuja datação forneceu idade de 30.900 ± 900 (CENA-475). A linha vermelha indica o limite entre sedimentos de idade holocênica e pleistocênica. (sondagem #5 – figura 3.1). 42
- Figura 3.3: Distribuição das amostras datadas nos perfis e nas sondagens com vibrotestemunhador na barreira regressiva holocênica paranaense, próxima a Praia de Leste, sul do Brasil. 1) estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Sli), 2) estratificação cruzada acanalada (fácies St), 3) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 4) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 5) estratificação cruzada swaley (fácies Ssc), 6) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 7) estratificação cruzada de muito baixo ângulo (fácies Slb), 8) ondulações e laminações cruzadas simétricas e laminação flaser (fácies Sr, Hw(s) e Sf), 9) estratificação cruzada truncada por onda *Hummocky* (fácies Chc), 10) lâminas com estruturas de escape, 11) climbing, 12) drapes de lama, 13) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major*, 14) detritos vegetais, 15) conchas e fragmentos de conchas, 16) fragmentos de tronco, 17) bioturbações, 19) direção de paleocorrentes, 19) datação de fragmentos de conchas, 20) datação de lama, 21) datação de detritos vegetais, 22) datação de fragmentos de tronco, 23) datação de conchas (Localização ver inset figura 3.1). 43
- Figura 3.4: Exemplar de *Amiantis purpuratus* com as valvas articuladas e preservação do perióstraco cuja datação forneceu idade de 3254-2848 anos ^{14}C cal. A.P. (CENA-385). A deterioração parcial do perióstraco que se observa na fotografia ocorreu após a obtenção da amostra. (perfil 01 – figura 3.1). 44
- Figura 3.5: Tronco com o córtex preservado, sem sinais de desgaste cuja datação forneceu idade entre 2987-2751 anos ^{14}C cal. A.P (CENA-364). (perfil 15 – figura 3.1). 45
- Figura 3.6: Fragmentos de madeira com desgaste e arredondamento cuja datação forneceu idade entre 6177-5733 anos ^{14}C cal. A.P. (CENA-432). (perfil 17 – figura 3.1). 45
- Figura 3.7: Curvas de variação eustática do nível do mar para os últimos 250.000 anos A.P. segundo (A) Chappell & Shackleton (1986), (B) Shackleton (1987) e (C) Bloom & Yonekura (1990). Os retângulos indicam prováveis erros de idade e altura dos níveis máximo (a) e mínimo (b) da curva C, e as barras verticais os limites de incerteza da altura da curva A (Pirazzoli 1996). 46
- Figura 3.8: Curvas mínima e máxima de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral leste do Brasil, proposta por Angulo et al. 2006. 47
- Figura 3.9: Fácies com estratificação cruzada *swaley* e de preenchimento de escavação em ambiente de face litorânea média, com concentração de detritos vegetais. **a** e **d**) perfil 17, **b**) perfil 15, **c**) perfil 5 – inset figura 3.1. 48
- Figura 3.10: Diagrama em rosa das paleocorrentes medidas nas estratificações cruzadas *swaley*, mostrando o sentido preferencial do aporte sedimentar para a costa (*onshore*). ... 49
- Figura 4.1: Mapa de localização dos estados da costa leste brasileira, e da área estudada (em vermelho). 52
- Figura 4.2: Sistemas de barreira-laguna da costa do Rio Grande do Sul (modificado de Dillenburg *et al.* 2003 – localização ver figura 4.1). 53
- Figura 4.3: Planície costeira com cordões litorâneos (*strandplains*) litoral centro-sul paranaense (modificado de Angulo, 1992, 2004 – localização figura 4.1). 54
- Figura 4.4: Planícies com cordões litorâneos do delta do Rio Doce (modificado de Dominguez & Wanless 1991 – localização ver figura 4.1). 54

- Figura 4.5: Modelos de costas progradantes, com nível do mar estável ou com pequena ascensão: a) Nayarit na costa pacífica do México (Curry *et al.* 1969), b) ilha Caladesi, na costa oeste da Flórida (Hayes *et al.* 1974) e c) ilha de Galveston no Golfo do México (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin 1992). 55
- Figura 4.6: Modelos evolutivos progradacionais com nível do mar em queda: a) Tuncurry, sudeste australiano (Roy *et al.* 1994), b) Bucasia costa nordeste australiana (Masselink & Lessa 1995). 56
- Figura 4.7: Geometria e estratigrafia dos depósitos costeiros dominados por ondas, propostos com base nos exemplos da costa sudeste da Austrália (modificado de Roy *et al.* 1994)... 57
- Figura 4.8: Estágios evolutivos para o setor de Cananéia-Iguape durante o Pleistoceno. a) Máximo da transgressão Cananéia, b) Deposição dos cordões litorâneos regressivos após o máximo (modificado de Suguio & Martin 1978a, localização ver figura 4.1). 58
- Figura 4.9: Estágios evolutivos para a região entre Cananéia e o Morro da Juréia durante o Holoceno. a) Máximo da transgressão Santos e erosão dos depósitos pleistocênicos, b) formação da barreira regressiva holocênica após o máximo (modificado de Suguio & Martin 1978a, localização ver figura 4.1). 58
- Figura 4.10: Estágios evolutivos na região do Morro da Juréia e a Barra do Uma durante o Holoceno. A) Formação de uma ilha-barreira durante o máximo, b) Depósitos de seqüências progradantes após o máximo até o presente (modificado de Suguio & Martin 1978a, localização ver figura 4.1). 59
- Figura 4.11: Estágios evolutivos após o máximo de 5.000 anos A.P. na região de Caraguatatuba. a) formação de uma ilha-barreira transgressiva após o máximo de 5.000 anos A.P., b) formação de depósitos regressivos após a pequena regressão há 4.000 anos A.P., c) formação de uma ilha-barreira transgressiva após o máximo de 3.200 anos A.P., d) formação de depósitos regressivos após o máximo de 3.200 anos A.P. até o presente (modificados de Suguio & Martin 1976b, localização ver figura 4.1). 59
- Figura 4.12: Esquema evolutivo para a região de Cananéia-Iguape: a) seqüência de areias transgressivas depositadas durante o máximo da transgressão holocênica, b) empilhamento de cordões litorâneos regressivos após o máximo, c) empilhamento de cordões litorâneos regressivos a partir de uma ilha-barreira (modificado de Martin *et al.* 1979/80, localização ver figura 4.1). 60
- Figura 4.13: Esboço geológico do perfil transversal da costa do Rio Grande do Sul (modificado de Villwock *et al.* 1986, localização ver figura 4.1). 61
- Figura 4.14: Morfologia e estratigrafia esquemática das barreiras holocênicas da costa do Rio Grande do Sul (modificado de Dillenburg *et al.* 2000, localização ver figura 4.1). 61
- Figura 4.15: Perfil transversal das barreiras de Praia de Leste (a) e estágios evolutivos (b) das barreiras holocênicas de Paranaguá (modificado de Lessa *et al.* 2000, localização figura 4.18a perfil topográfico a-b). 62
- Figura 4.16: Estágios evolutivos do esporão holocênico ao norte de Itapoá, Santa Catarina: a) durante o máximo da transgressão, b) durante a regressão e c) atual. 1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados, 2) barreira pleistocênica, 3) estuários, 4) planícies paleoestuarinas e estuários, 5) planícies paleoestuarinas, fluviais e estuários, 6) esporões e ilhas-barreira transgressivas, 7) esporões e barreiras regressivas, 8) provável localização de desembocaduras, 9) lineamentos de cordões litorâneos, 10) linha de costa atual (Souza *et al.* 2001a, localização ver figuras 4.1 e 4.18b). 63
- Figura 4.17: Costa sudeste brasileira e localização da área de estudo (cinza escuro). 64
- Figura 4.18: Localização da área estudada: a) setor dos grandes complexos estuarinos e largas planícies costeiras do litoral sudeste brasileiro, elaborada a partir dos mapas

- geológicos de Martin *et al.* 1988b setor Cananéia-Iguape, Giannini *et al.* 2003 setor Ilha Comprida, Angulo 2004 setor Superagui-rio Saí-Guaçu, Angulo & Souza 2004 setor rio Saí-Guaçu-baía de São Francisco e Suguio & Martin 1978b setor baía de São Francisco-Barra Velha; b) planície costeira centro-sul paranaense; c) planície costeira de Itapoá. 1) barreira pleistocênica, 2) barreira holocênica, 3) planície paleoestuarina, 4) planície de maré, 5) serras, morros e promontórios, 6) outras unidades 7) perfis topográfico, 8) cavas de extração de areia, 9) sondagem com vibrotestemunhador, 10) perfis de GPR. 67
- Figura 4.19: Relevo do fundo oceânico até a profundidade de 16 m entre Matinhos e Pontal do Sul, no litoral paranaense, onde se observa a mudança de declive entre a face litorânea e a plataforma na profundidade de 10 m (segundo Veiga 2004). Exagero vertical de 500X. 70
- Figura 4.20: Testemunhos de sondagem da cava de areia de Praia de Leste. A linha vermelha corresponde ao limite entre a barreira regressiva holocênica e o substrato. A lama abaixo desta linha forneceu idade de 30.900 ± 900 anos ^{14}C A.P. e a acima 7.251-6.804 anos ^{14}C cal. A.P. (localização figura 4.18a). 74
- Figura 4.21: Perfil transversal da barreira de Praia de Leste mostrando a seqüência regressiva sobre o substrato pleistocênico (localização figura 4.18a perfil topográfico a-b). 75
- Figura 4.22: Resultados das simulações da evolução da barreira transgressiva na costa paranaense, com o *software Shoreface Translation Model - STM* (Cowell *et al.* 1991). Note como a barreira diminui sua espessura até quase desaparecer durante o máximo devido a mudança brusca do substrato. 76
- Figura 4.23: Curvas mínima e máxima de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral leste do Brasil, proposta por Angulo *et al.* 2006. 77
- Figura 4.24: Curva de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral de Porto Hacking, Austrália, proposta por Baker *et al.* 2001. 78
- Figura 4.25: Distribuição das isócronas na barreira regressiva paranaense, obtidas a partir de datações ^{14}C (ver capítulo 3, localização – figura 4.18a perfil topográfico a-b). 79
- Figura 4.26: Perfil transversal das barreiras de Praia de Leste com a distribuição das associações de fácies da barreira regressiva sobre o substrato pleistocênico (localização figura 4.18a perfil topográfico a-b). 79
- Figura 4.27: Fácies interpretadas como correspondentes a intercalação de fácies de canal estuarino e fácies de sobre-lavagem (*overwash*) por Lessa *et al.* (2000) (sondagem #10 - figura 4.15 – localização figura 4.18a). 81
- Figura 4.28: Foto aérea de 1970 escala 1:70.000 da planície centro-sul paranaense, mostrando as feições recurvadas para sudoeste (parte inferior da foto) e para noroeste (parte superior da foto) na ilha Guaraguaçu, sugerindo a existência de esporões, com diferentes direções de crescimento (localização figura 4.18a). 82
- Figura 4.29: Interpretação do Perfil GPR realizado na planície costeira sobre a barreira holocênica próximo a margem do rio Guaraguaçu, mostrando os refletores (níveis amarelo e verdes da parte esquerda da imagem) mergulhando para sudoeste (Angulo *et al.* 2005a). Direção da perfilagem N50° (perfil GPR 2 – figura 4.18a). 83
- Figura 4.30: Interpretação do perfil de GPR realizado na planície costeira sobre a barreira holocênica próximo a margem do rio Guaraguaçu (Angulo *et al.* 2005a). Direção da perfilagem N120°. (perfil GPR 1 – figura 4.18a). 83
- Figura 4.31: Esquema evolutivo para as barreiras holocênicas paranaenses com base nos dados obtidos pela simulação com STM e das descrições de perfis estratigráficos. a) posição da barreira transgressiva com base nos dados da simulação STM (Figura 4.22), b) estratigrafia atual da planície costeira com base nos dados de perfis estratigráficos e sondagens com vibrotestemunhador. A barreira transgressiva na figura **b** é resultante dos

dados da simulação, porém não foram encontradas evidências conclusivas nos dados de campo (localização – figura 4.18a perfil topográfico a-b).....	84
Figura 4.32: Foto aérea de 1970 escala 1:70.000, a norte das cavas de areia estudadas (figura 4.18a) com a posição da barreira transgressiva (quadrado branco) segundo os dados de simulação do STM na Ilha Guaraguaçu.	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Fácies identificadas na barreira regressiva holocênica de Praia de Leste	8
Tabela 3.1: Resultados das datações ^{14}C de amostras provenientes do substrato da barreira holocênica paranaense, próximo a Praia de Leste.....	40
Tabela 3.2: Resultados das datações ^{14}C de amostras provenientes da barreira holocênica paranaense, próximo a Praia de Leste,	41

AGRADECIMENTOS

Ao meu querido eterno mestre e amigo Rodolfo José Angulo, a quem devo não só a orientação, mas o companheirismo, a paciência e o incentivo durante todas as etapas, principalmente quando além do cansaço a falta de recursos quase me fez desistir, ele sempre dava um “jeitinho” para melhorar a situação, e durante os momentos alegres sempre esteve presente mesmo que fosse apenas em pensamento.

Ao mestre e amigo Mario Luis Assine pelas grandes idéias e pelas interpretações de estruturas que já não conseguíamos mais entender, e com sua humildade apenas sugere “será que não é *swaley*... com transporte *onshore*...” quantas coisas puderam ser corrigidas e compreendidas a partir destas palavras, além das intermináveis correções de textos, inclusive durante seus fins de semana, as palavras são poucas para agradecer.

Aos amigos Alfredo Duarte Araújo, Lydio Luiz Riseti Odreski e Fernando Alvin Veiga, que além de terem sido excelentes colaboradores foram também grandes companheiros durante todas as fases de campo, dos quais tenho muito orgulho pela capacidade e força de vontade de fazerem as coisas valerem a pena.

Ao amigo José Carlos Branco pela grande e maravilhosa ajuda na finalização das figuras, sem a qual com certeza eu não teria conseguido concluir a tempo, e pelo companheirismo desde os tempos de “escola..” quando ainda éramos (ou melhor ainda somos) simples aprendizes.

Ao amigo Paulo da Cunha Lana pela ajuda na elaboração do *abstract*, e pelo grande incentivo que sempre me deu, desde os tempos de graduação, pelas muitas pousadas e maravilhosos vinhos, além das conversas sempre muito agradáveis e cheias de cultura. Ao amigo Guilherme Camargo Lessa, que apesar de muitas “reclamações e questionamentos” sempre esteve presente (mesmo que fosse *online*) nas discussões durante o desenvolvimento do trabalho e pelas grandes sugestões no exame de qualificação. A amigo Luiz Alberto Fernandes pela eterna tentativa que fazer o laboratório de sedimentologia funcionar, e pelas valiosas correções na qualificação.

Ao amigo Sergio Rebelo Dillenburg pela valiosa ajuda no aprendizado e uso do *software STM*, e pelos muitos “*helps*” durante o desenvolvimento dos trabalhos e da proposta do modelo.

Aos amigos Sidnei Pires Rostirolla e Fernando Mancini pelo empréstimo e obtenção de muitas bibliografias.

Ao proprietário e funcionários da empresa de terraplanagem Zampieri que permitiram que descrevêssemos perfis nas cavas durante longos períodos, inclusive fornecendo materiais, tais como mapas e dados de pesquisas minerais elaborados por seus técnicos.

Aos colegas do Departamento de Geologia da UFPR, funcionários, professores e alunos, os quais não vou citar os nomes, pois a lista é muito grande, e poderia esquecer de alguém sem querer, mas tenho certeza que cada um sabe o que significou para mim durante todo este tempo em que aqui estive, pois não foram apenas os serviços prestados mas, acima de tudo, o companheirismo a amizade e o carinho que sempre me deram. Ao pessoal da Biblioteca do Setor de Tecnologia pelo auxílio na obtenção das “inúmeras bibliografias”.

A Coordenação de aperfeiçoamento de pessoal de nível superior - CAPES pelos primeiros meses de bolsa de doutorado. Ao Conselho nacional de desenvolvimento científico e tecnológico – CNPq pelo apoio financeiro, através dos projetos individuais processos nº 460134/00-0 e nº 471042/2003-0, e pela bolsa de doutorado processo nº 140860/2003-7. A Fundação Araucária pelo apoio financeiro através do projeto Protocolo 451, chamada 001/2000.

E a aos meus pais e familiares por terem respeitado e apoiado meus sonhos, e principalmente por terem tido paciência comigo durante todos estes anos, não só agora durante o doutorado mais também antes desde o início da minha caminhada rumo a “ciência”.

ABSTRACT

The coastal plain of Paraná (Southern Brazil) is made up by at least two barrier systems formed during the Pleistocene and Holocene, when relative sea level was higher than present. This work aims to characterize the sedimentary facies and their associations, to interpret sedimentary palaeoenvironments and to describe the evolution of local Holocene barriers.

Facies characterization and interpretation was carried out through the survey and description of vertical stratigraphic profiles and cores taken with a vibracore in two sand exploitation quarries near Praia de Leste.

The barrier is mainly made up by fine to very fine quartz sand, with minor fractions of coarser material up to fine gravel. 17 facies and 5 associations were recognized and defined as inner shelf, lower shoreface, middle shoreface, upper shoreface, and intertidal-subaerial beach.

The architecture of facies associations allowed for the identification of a 12-m thick regressive sequence (2 meters above and 10 meters below mean palaeosea-level), overlapping fine Pleistocene sediments. This sequence was formed under the following palaeoenvironmental conditions: (a) lowering of sea-level by 2 ± 1 m; (b) middle to low wave energy; (c) high mud and plant debris input from nearby estuaries with subtropical plant formations and (d) episodic storm events.

^{14}C datings from the barrier samples showed a number of age inversions, as shown by the deposition of older and highly reworked organic mud, wood and plant debris over more recent sediment with *in situ* and little reworked tree trunks, shells and shell fragments. The barrier age was estimated in 4,402-4,135 yr ^{14}C cal. BP near the base and 2,987-2,751 yr ^{14}C cal. BP near the top, based upon datations of little reworked *in situ* samples.

Taking into account facies associations, ^{14}C datations, Pleistocene substrate morphology and coastal plain morphology, the following evolutionary model was proposed: (a) small barrier islands and spits, migrating mainly to SW, were present between 7,000 and 5,000 yr BP, during sea level maximum of 3.5 ± 1.0 m; (b) during the following regression three evolutionary stages could be recognized: (b1) the SW

spit growth occurred between 7,000-5,000 yr BP and 4,000 yr BP, when sea-level lowering was fast; (b2) a switch between progradation and NE spit growth occurred between 4,000 and 2,500 yr BP, when sea level was almost stable; (b3) formation of regressive ridges, induced by fast sea level lowering from 2,500 yr BP to present.

Key words: Holocene, regressive barrier, coastal evolution, sedimentary facies, sealevel, Paraná coastal plain.

RESUMO

A planície costeira paranaense é constituída por pelo menos dois sistemas de barreiras formadas durante o Pleistoceno e Holoceno, quando o nível relativo do mar era superior ao atual. O objetivo principal deste trabalho foi caracterizar as fácies sedimentares e suas associações, interpretar os paleoambientes de sedimentação e contribuir para a compreensão da evolução das barreiras holocênicas desta planície.

A caracterização e interpretação das fácies foi realizada a partir do levantamento e descrição de perfis estratigráficos verticais e sondagens com vibrotestemunhador em duas cavas construídas para extração de areia, existentes nas proximidades de Praia de Leste.

A barreira é constituída principalmente por areia quartzosa predominantemente fina e muito fina, com percentagens subordinadas das outras frações de areia, grânulos e até pequenos seixos. Foram identificadas 17 fácies e cinco associações, denominadas: plataforma interna; face litorânea inferior, face litorânea média, face litorânea superior e praia subaérea e intermaré.

A disposição das associações de fácies permitiu identificar uma seqüência regressiva com espessura em torno de 12 m, sendo 2 m acima do paleonível médio do mar e 10 m abaixo deste nível, sobreposta a sedimentos finos de idade pleistocênica e formada sob condições paleoambientais de: (a) descida do nível do mar em torno de 2 ± 1 m; (b) média a alta energia de ondas; (c) abundante aporte de lama e detritos vegetais provenientes de estuários próximos com vegetação subtropical e (d) influência de eventos de alta energia de ondas.

As datações ^{14}C de amostras da barreira evidenciaram diversas inversões de idade, explicadas pela datação de dois conjuntos diferentes de amostras. O primeiro corresponde a lama orgânica e fragmentos de madeira e detritos vegetais, com evidências de intenso transporte e idades maiores, depositados sobre sedimentos com troncos, conchas e fragmentos de conchas com pouco ou nenhum transporte e idades menores. A partir deste último conjunto, a idade da barreira regressiva foi estimada em 4.402-4.135 anos ^{14}C cal. A.P. próximo à base e 2.987-2.751 anos ^{14}C cal. A.P., próximo ao topo.

A partir das associações de fácies, datações ^{14}C , morfologia do substrato pleistocênico e da morfologia da planície costeira, foi proposto o seguinte modelo evolutivo: (a) Entre 7.000 e 5.000 anos A.P., durante o máximo do nível do mar de $3,5 \pm 1,0$ m, teriam existido na região pequenas ilhas-barreira e esporões que cresciam preferencialmente para sudoeste. (b) Durante o período regressivo subsequente pode-se distinguir pelo menos três estágios evolutivos: (b1) Entre o máximo e aproximadamente 4.000 anos A.P, quando a descida do nível do mar foi mais acelerada, teria ocorrido crescimento de esporões para sudoeste; (b2) Entre 4.000 e 2.500 anos A.P., quando o mar encontrava-se mais ou menos estável, ocorreu alternância entre progradação e crescimento de esporões para nordeste; e (b3) após 2.500 anos A.P. até o presente, formação de cordões regressivos, favorecidos pela aceleração da descida do nível do mar.

Palavras-chaves: Holoceno, barreira regressiva, evolução costeira, fácies sedimentares, nível do mar, planície costeira paranaense.

CAPÍTULO 1: APRESENTAÇÃO

Segundo a Organização das Nações Unidas (ONU) mais da metade da população mundial vive em regiões costeiras onde se desenvolvem usos diversificados que geram intensos e crescentes conflitos e problemas de degradação e contaminação.

Os processos naturais dos diversos ambientes que compõem a zona costeira são complexos e de diversas escalas espaciais e temporais. Ademais os processos induzidos por atividades humanas interferem nesta dinâmica complexa.

O século XX foi palco de uma ocupação crescente e diversificada das costas do planeta. No Brasil, a intensificação da ocupação foi explosiva, gerando inúmeros problemas de degradação e contaminação que estão longe de serem resolvidos.

A solução dos problemas costeiros requer abordagens multi e interdisciplinares em diversas escalas espaciais e temporais. É neste marco de complexidade que a compreensão da evolução geológica e paleogeográfica das regiões costeiras, por representar uma escala regional e temporal de longo prazo, pode se constituir em poderosa ferramenta para auxiliar na solução destes problemas.

O arcabouço geológico e geomorfológico, as mudanças climática, as variações do nível do mar no Quaternário, os processos oceanográficos ao longo do tempo, notadamente o transporte de sedimentos, comandaram a evolução dos diversos sistemas costeiros, os quais continuam evoluindo sob os processos atuais, acrescidos da interferência humana. As tendências evolutivas futuras de curto e longo prazo, não podem ser previstas sem a compreensão dos processos de larga escala espacial e temporal, isto é, regional e no Quaternário.

A presente Tese tem por objetivo avançar no conhecimento da evolução geológica e paleogeográfica do litoral paranaense para contribuir na solução dos problemas costeiros brasileiros. Para isto foram realizados estudos das barreiras holocênicas paranaense, incluindo a caracterização das associações de fácies, cronologia e evolução.

A Tese é apresentada em três capítulos visando sua posterior publicação. Deste modo, cada capítulo apresenta os componentes tradicionais de um artigo científico

(introdução, objetivos, caracterização da área estudada, trabalhos anteriores, resultados, discussão e conclusão). Como se trata de uma mesma área estudada, esta organização implica algumas repetições, porém foi adotada visando dar maior agilidade à publicação dos resultados da Tese. Apenas as referências bibliográficas foram unificadas. O capítulo 2 refere-se à caracterização faciológica da barreira regressiva paranaense, o capítulo 3 aos resultados das datações ^{14}C e problemas relacionados à inversão das idades e o capítulo 4 a proposta do modelo evolutivo para as barreiras holocênicas paranaenses.

CAPÍTULO 2: ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS FORMADAS SOB A AÇÃO DE ONDAS NA BARREIRA HOLOCÊNICA REGRESSIVA DA PLANÍCIE COSTEIRA PARANAENSE, SUL DO BRASIL

2.1. INTRODUÇÃO

As variações do nível relativo do mar, principalmente a descida de aproximadamente 3 m após o máximo da transgressão pós-glacial, ocorrido entre 7.000 e 5.000 anos antes do presente (A.P.) (Angulo *et al.* 2006), associadas a balanços positivos de sedimentos propiciaram a formação de extensas barreiras regressivas na costa leste brasileira. Diversos trabalhos versando sobre a distribuição, características sedimentológicas e evolução das barreiras entre os estados do Rio Grande do Norte e do Rio Grande do Sul, têm sido publicados nas últimas décadas (e.g. Martin & Suguio 1975, Suguio & Martin 1976a,b, Martin *et al.* 1980, 1988b, 1997, Maia *et al.* 1984, Barbosa *et al.* 1986, Villwock *et al.* 1986, Dominguez *et al.* 1990, Lessa *et al.* 2000). Apesar disso, são escassos os trabalhos que apresentem caracterização das fácies sedimentares destas barreiras, destacando os de Dominguez & Wanless (1991), Lessa *et al.* (2000) e Giannini *et al.* (2003). Contudo, estes trabalhos apresentam apenas descrições parciais das associações de fácies das barreiras.

No Brasil, como em outros países, a caracterização das fácies sedimentares das barreiras tem sido realizada com base na descrição de testemunhos de sondagens feitas com vibrotestemunhador e de descrições de sondagens geotécnicas, sendo em alguns casos empregados equipamentos e métodos geofísicos (por exemplo Gandolfo *et al.* 2003, Tamura *et al.* 2003, Bungenstock *et al.* 2004, Rodriguez *et al.* 2004).

Na região de Praia de Leste, no litoral paranaense, a existência de cavas de extração de areia permitiu a exposição vertical e lateral das fácies, o que possibilitou a descrição em afloramento da maior parte do perfil dos depósitos da barreira regressiva holocênica e a obtenção, a partir do fundo da cava, de testemunhos de sondagem que atingiram o substrato pleistocênico sobre o qual a barreira se depositou (Figuras 2.1 e 2.2).

O objetivo principal deste trabalho foi a caracterização das fácies sedimentares e das associações faciológicas, buscando-se a reconstrução dos paleoambientes de sedimentação, no sentido de contribuir para melhor compreensão da evolução das barreiras regressivas da planície sedimentar da costa paranaense.

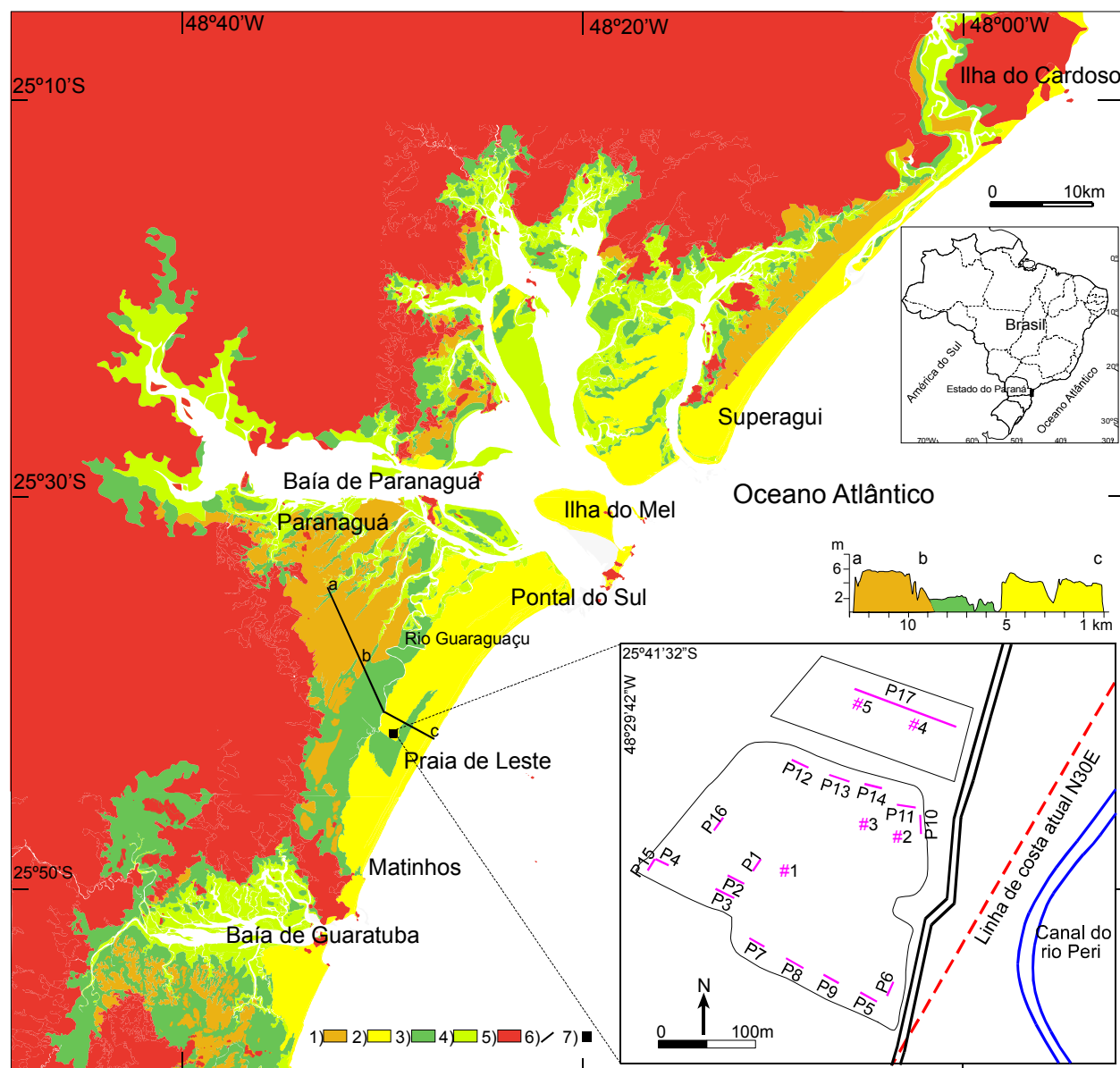


Figura 2.1: Localização da área estudada: 1) barreira pleistocênica, 2) barreira holocênica, 3) sedimentos paleolagunares, 4) planície de maré atual, 5) outras unidades, 6) perfil topográfico, 7) cavas de extração de areia. *Inset* com a distribuição dos perfis estratigráficos e das sondagens com vibrotestemunhador nas cavas de extração de areia.



Figura 2.2: Vista da cava de extração de areia em Praia de Leste.

2.2. ÁREA ESTUDADA

O litoral paranaense caracteriza-se pela existência de extensa planície costeira com barreiras quaternárias, cuja largura atinge 55 km na região de Paranaguá, e de extensos complexos estuarinos dentre os quais se destacam os de Paranaguá e Guaratuba (Figura 2.1).

As marés atuais são do tipo semidiurnas, com amplitude média em torno de 1,4 m na costa oceânica e 1,7 m no interior do estuário de Paranaguá, caracterizando regime de micro-marés (Marone & Jamiyanaa 1997). As ondas atingem a costa em dois sistemas preferenciais, provenientes de ENE e de SSE/SE, com período médio de 11 segundos e altura média de 1,8 m (Portobrás 1983). O sistema de ondas SSE/SE está relacionado à passagem de sistemas meteorológicos frontais que ocasionam as ondas de tempestades. No litoral paranaense é comum a ocorrência de eventos de alta energia que ocasionam mudanças significativas no perfil praial, eventos estes que segundo Quadros (2002) seriam intensificados pelo aumento da agitação marítima ocasionada pelas trajetórias dos centros de pressão e conseqüentes vórtices ciclônicos, pela magnitude das massas de ar envolvidas nestes fenômenos, e pelo aumento na incidência de sistemas meteorológicos frontais.

A área estudada localiza-se entre as latitudes de 25°30'S e 25°50'S e longitudes de 48°20'W e 48°40'W na planície costeira paranaense que se estende desde Matinhos a Pontal do Sul e a aproximadamente 3,5 km da costa atual (Figura 2.1). O setor da planície costeira onde se localiza a área estudada foi mapeado por Angulo (1992, 2004) como uma planície costeira com cordões litorâneos da época do Holoceno e definida por Lessa *et al.* (2000) como uma barreira regressiva. Na área são visíveis os cordões litorâneos que têm orientação N30E, coincidente com a orientação da linha de costa atual (Figuras 2.1 e 2.3), localizada a aproximadamente 3,5 km das cavas estudadas. Ao sul da área investigada, ocorre uma faixa perpendicular à costa que corta os cordões, constituída por sedimentos paleoestuarinos (Angulo 1992, 2004), e interpretada por Lessa *et al.* (2000) como uma paleo-desembocadura da baía de Paranaguá (Figura 2.1).



Figura 2.3: Vista da forma dos cordões litorâneos (feição ondulada no nível mais claro da foto) em corte transversal à paleocosta em frente ao perfil 17 (localização inset figura 2.1).

As praias do litoral paranaense são compostas por areias finas a médias, bem selecionadas, constituídas principalmente por quartzo e porcentagens variáveis de grãos carbonáticos biodetríticos e minerais pesados (Angulo 1992, 2004). Comumente, são praias do tipo intermediário, com declives suaves (entre 1 a 5°) e presença de pelo menos duas barras na zona de surfe. Na parte superior da praia são freqüentes cordões de dunas frontais, paralelos à linha de costa, com alturas entre 3 a 5 m e formados por areias finas bem selecionadas (Angulo 1992, 2004). A face litorânea e a plataforma interna segundo Veiga *et al.* (2004) são compostas por diversos tipos de sedimentos. Segundo estes autores entre a zona de arrebentação e a isóbata de 15 m

ocorrem cinco tipos principais de sedimentos: (a) areias finas e muito finas do delta de maré vazante associado à desembocadura sul do complexo estuarino de Paranaguá; (b) areias finas a muito finas pertencentes a barras do início da zona de arrebentação; (c) areias muito finas com teores de silte e argila entre 10 e 40 % que ocorrem próximo à costa entre as profundidades de 5 e 10 m; (d) areias médias a grossas que ocorrem entre 10 e 14 m e interpretadas como de origem palimpséstica; e (e) areias finas da plataforma na faixa dos 10 a 15 m de profundidade.

2.3. MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização e interpretação das fácies da barreira regressiva foi realizada a partir do levantamento e descrição de 18 perfis estratigráficos verticais em duas cavas construídas para extração de areia existentes nas proximidades de Praia de Leste, onde o rebaixamento artificial do lençol freático permitiu observar afloramentos com continuidade lateral de cerca de 100 m e altura de até 9 m (Figuras 2.1 e 2.2).

Para complementar as descrições dos afloramentos foram realizadas ainda cinco sondagens com vibrotestemunhador no fundo da cava, utilizando canos de alumínio de 6 m de comprimento e 7,5 cm de diâmetro. Os perfis estratigráficos e as sondagens foram nivelados utilizando nível de precisão e teodolito. O nivelamento foi referenciado ao RN-2049-L, que tem altitude de 3,22 m acima do nível médio do mar e localiza-se na margem da rodovia PR-407, a aproximadamente 1 km de distância das cavas.

A classificação das fácies foi feita como base no código de fácies proposto por Miall (1978, 1996) para ambiente fluvial e no trabalho de Cowan (1991). Nas siglas utilizadas, a letra inicial maiúscula corresponde à granulometria e as letras minúsculas seguintes às estruturas, tendo sido incluídos novos códigos ou letras quando necessário e, em geral mantendo a nomenclatura em inglês.

Para a caracterização das fácies foram descritas características sedimentológicas (composição, granulometria e variações texturais), estruturas sedimentares, feições arquiteturais (espessura, forma e contato das camadas), paleocorrentes e icnofósseis.

A identificação das fácies sedimentares, suas associações, sucessões e nomenclatura para descrição dos elementos (estruturas, composição, contatos) e dos

ambientes, foram baseadas nos trabalhos de Leckie & Walker (1982), Allen (1984), Reading (1996), Fritz & Moore (1988), Reinson (1992) e Walker & Plint (1992).

Nos afloramentos e nas sondagens foram coletadas 272 amostras para análises granulométricas. Estas análises foram feitas pelo método tradicional de pipetagem para os pelitos e peneiramento, com intervalo de 0,5 *phi*, para os psamitos segundo métodos encontrados em Suguio (1973) e Giannini (1987). As análises foram realizadas no Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar, da Universidade Federal do Paraná (LabESed-UFPR), e os parâmetros estatísticos foram obtidos através do método dos momentos, utilizando o *software Momentos*, versão 4, desenvolvido por Paulo C. F. Giannini - IGc-USP.

2.4. FÁCIES SEDIMENTARES

A barreira é constituída principalmente por areia quartzosa predominantemente fina e muito fina, com percentagens subordinadas das outras frações de areia, grânulos e até pequenos seixos. Na parte inferior da barreira, ocorrem areias lamosas compostas de areia fina a muito fina com teores de silte e argila entre 25 e 50%. São freqüentes fragmentos de conchas; conchas inteiras, às vezes articuladas e em posição de vida; detritos vegetais, fragmentos de madeira e até troncos. Também são abundantes os icnofósseis, principalmente *Ophiomorpha* e outros tipos de tubos preenchidos.

Na barreira foram identificadas 17 fácies deposicionais (Tabela 2.1), seguindo o conceito definido por Walker & James (1992) pelo qual fácies sedimentar é um corpo de rocha caracterizado por seus atributos físicos, não confinado a uma posição estratigráfica e definido a partir de critérios descritivos.

Tabela 2.1: Fácies identificadas na barreira regressiva holocênica de Praia de Leste

Fácies	Código
Areia com estratificação cruzada planar	Sp
Areia com estratificação cruzada acanalada	St
Areia com estratificação cruzada de baixo ângulo	Sli
Areia com estratificação cruzada de muito baixo ângulo	Slb
Areia com estratificação cruzada <i>swaley</i>	Ssc
Areias finas a grossas preenchendo escavações	Ss
Areia com estratificação cruzada sigmóide	Ssg
Areia com estratificação cruzada tangencial na base	Stb
Areia maciça	Sm
Areia com ondulações e laminação cruzada	Sr
Areia com acamamento <i>flaser</i>	Sf
Detritos vegetais e lama carbonácea com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Chc

Heterolítica ondulada	Hw
Heterolítica bioturbada	Hb
Lama maciça	Fm
Lama com acamamento <i>linsen</i>	Fl
Lama com acamamento linsen bioturbada	Flb

2.4.1. Areia com estratificação cruzada planar (Fácies Sp)

A fácies Sp é formada por estratos de 5 a 50 cm de espessura, compostos por areia média a fina, moderadamente a bem selecionada, às vezes com fragmentos de conchas. Os estratos apresentam estratificação cruzada planar, com direção de mergulho para ESE e SE. Esta fácies foi interpretada como correspondente a depósitos frontais de dunas subaquosas de crista reta a linguóide, formadas em regime de fluxo inferior. O contato inferior é erosivo e, às vezes, esta fácies passa lateralmente para a fácies Stb. Na base de alguns estratos ocorrem tubos *Ophiomorpha* preenchidos atribuídos a *Callichirus major* (Figura 2.4).



Figura 2.4: Fácies Sp, caracterizada por sets com estratificação cruzada planar, em contato erosivo sobre a fácies Hw(s). (Perfil 4 – inset figura 2.1).

2.4.2. Areia com estratificação cruzada acanalada (Fácies St)

A fácies St é formada por estratos de 4 a 50 cm de espessura, compostos por areia média a muito fina, moderadamente a bem selecionada, contato inferior erosivo, com estratificação cruzada acanalada, com direção de mergulho predominante SE e subsidiariamente para N, E, ENE, SSE, S, SSW, SW, W. Esta fácies foi interpretada

como correspondente a migração de dunas subaquosas de crista linguóide a sinuosa (3D) formadas em regime de fluxo inferior.

Esta fácies ocorre abaixo, ou ao lado de fácies Sli, e em alguns casos com bastante bioturbação associada aos tubos de *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus major* (Figura 2.5). Também ocorrem lâminas com deformações, atribuídas a arrasto, variação textural e moldes de conchas (Figura 2.5).

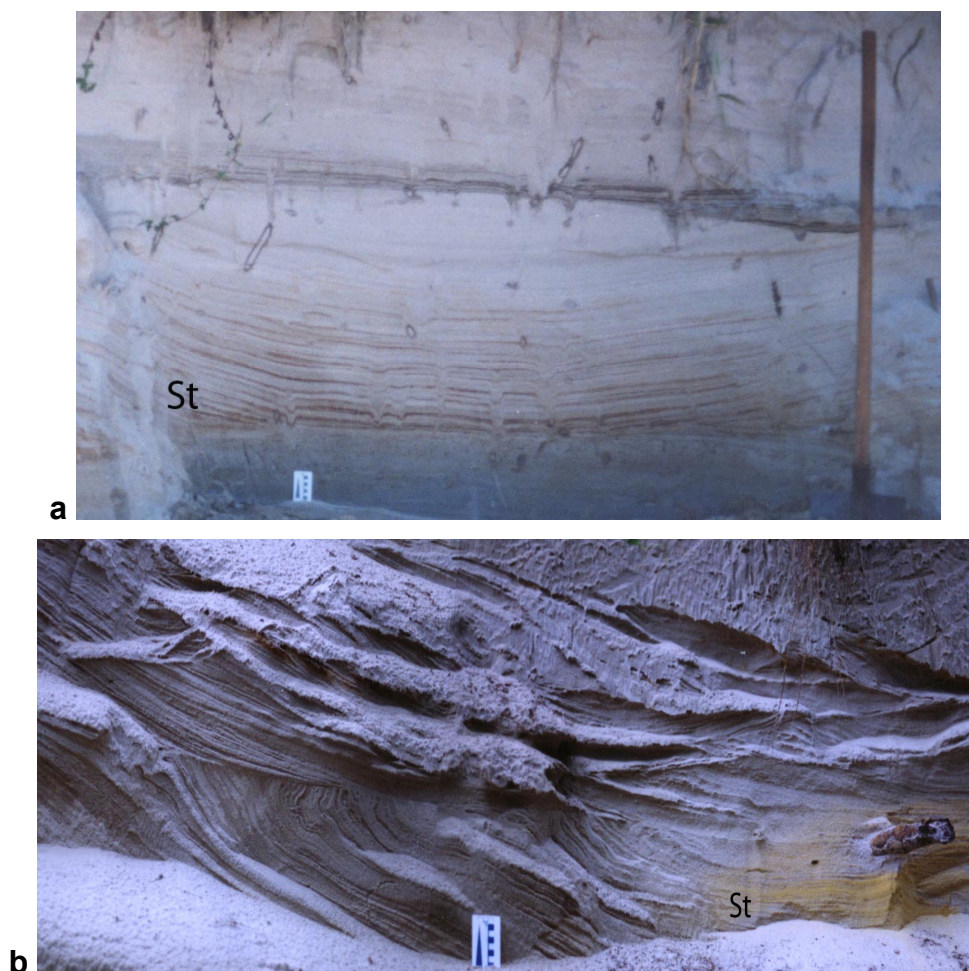


Figura 2.5: Fácies St com estratificação cruzada acanalada: a) de grande porte (perfil 14); b) com deformação atribuída a fluidificação e com fragmento de tronco (perfil 15). Localização inset figura 2.1.

2.4.3. Areia com estratificação cruzada de baixo ângulo (Fácies Sli)

A fácies Sli é formada por camadas cuneiformes com 5 cm a 1,8 m de espessura, constituídas por areia fina a muito fina, bem a muito bem selecionada, às

vezes com grânulos e fragmentos de conchas. As camadas são limitadas por superfícies erosivas planas, subhorizontais ou levemente inclinadas com ângulos de 1 a 2°, podendo apresentar padrão de variação textural de granodecrescência ascendente. As camadas são cuneiformes e a estratificação interna apresenta mergulho que varia de 1° a 5°, maior que o dos planos que limitam os sets, com caimento preferencialmente para ESE e subsidiariamente para WNW. Tais características configuram estratificação cruzada de baixo ângulo, típicas da zona de espraio (swash cross-stratification).

O contato inferior é erosivo, freqüentemente sobre areias da fácies St que apresentam densidade maior de traços fósseis (Figuras 2.6 e 2.7). Nos estratos inferiores da fácies Sli ocorrem tubos *Ophiomorpha* preenchidos atribuídos a *Callichirus major*, assim como moldes de conchas com convexidade para cima.

Os estratos da porção basal passam lateralmente no sentido ESE para a subfácies Ssg(b) e para a fácies St, que representam o pé da praia (*beach step*), início da zona de espraio (*swash zone*) (Figura 2.6 e 2.7). As camadas que mergulham para WNW ocorrem preferencialmente na parte superior da seqüência, intercaladas com as que mergulham para ESE.

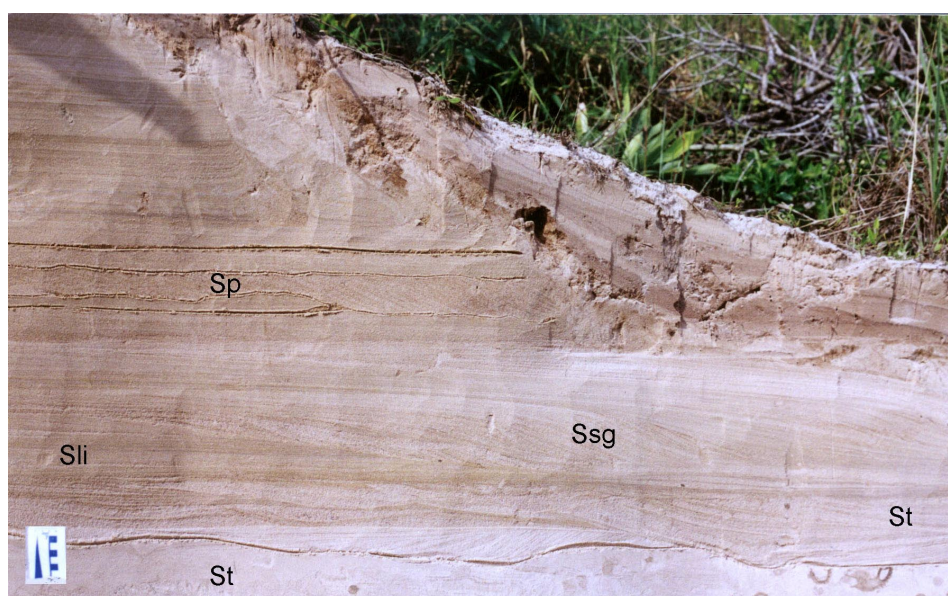


Figura 2.6: Fácies Sli em contato abrupto sobre a fácies St, que apresenta perfurações tipo *Ophiomorpha*. Notar a transição lateral (lado direito da foto) para fácies Ssg e St que representam o pé da praia (*beach step*), e fácies Sp interdigitadas (perfil 13 – inset figura 2.1).

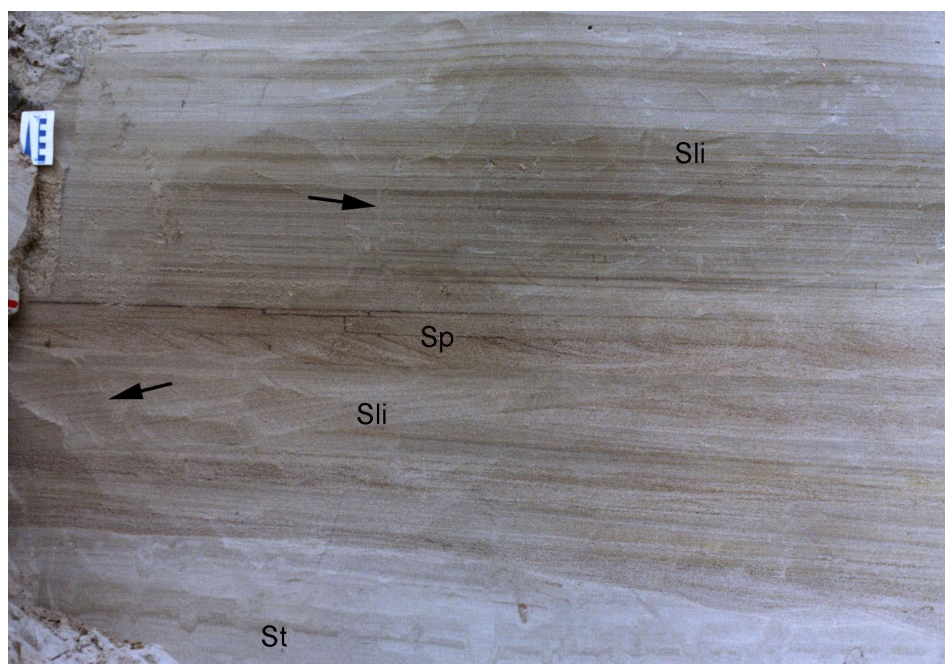


Figura 2.7: fácies Sli com direção de mergulho para o mar (face praial) e para o continente (pós-praia) indicado pelas setas. Note as fácies Sp interdigitadas correspondentes a pequenos canais na face praial (perfil 13 – inset figura 2.1).

2.4.4. Areia com estratificação cruzada de muito baixo ângulo (Fácies Slb)

A fácies Slb é formada por estratos de 3 a 110 cm de espessura, compostos por areia fina a muito fina, moderadamente a bem selecionada, às vezes com conchas, fragmentos de conchas e detritos vegetais, com laminação cruzada de baixo ângulo ($<3^\circ$) a subhorizontal. Os sets freqüentemente são limitados por superfícies erosivas planas a onduladas. Ocorrem lateralmente associadas a fácies Ssc, sendo por isso interpretadas como produto da ação de ondas de tempestade. Os sets apresentam-se bastante bioturbados e com abundantes tubos *Ophiomorpha* (Figura 2.8).

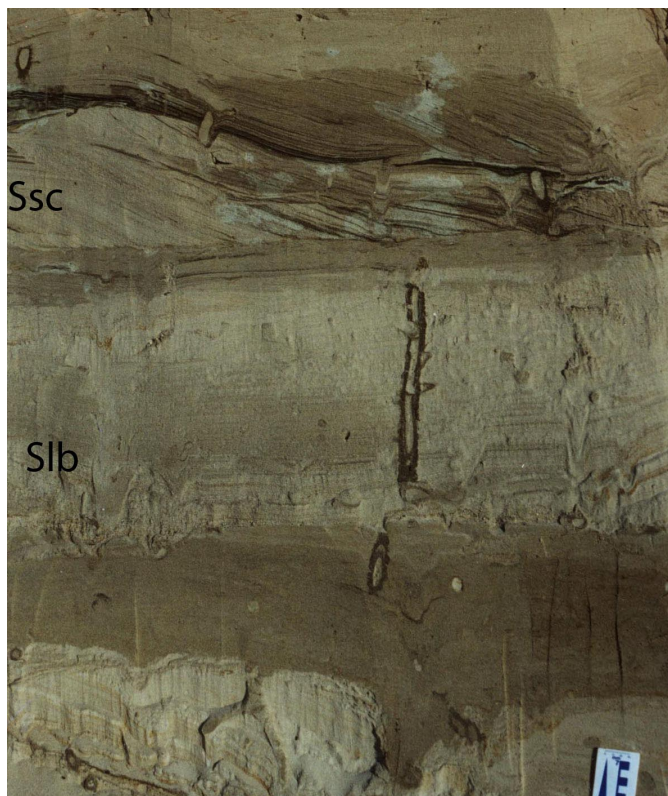


Figura 2.8: Fácies Slb com estratificação cruzada de muito baixo ângulo, e tubos *Ophiomorpha*, sobreposta por fácies Ssc com estratificação cruzada *swaley* (perfil 17 – inset figura 2.1).

2.4.5. Areia com estratificação cruzada *swaley* (Fácies Ssc)

A fácies Ssc é formada por estratos lenticulares de 10 a 40 cm de espessura, compostos por areia fina a muito fina, com conchas, fragmentos de conchas e detritos vegetais, contato inferior erosivo, com estratificação cruzada de baixo ângulo e mergulhos variados, com truncamentos por onda, produto de fluxo oscilatório. Algumas feições convexas (*hummocky*) ocorrem ocasionalmente, assim como intercalações de lâminas compostas por detritos vegetais lenhosos com forma arredondada. Ocorre geralmente associada à fácies Slb. Medidas de paleocorrentes desta fácies indicaram uma direção preferencial para NW (Figura 2.9). Esta fácies foi definida como estratificação cruzada *swaley* por Leckie & Walker (1982).

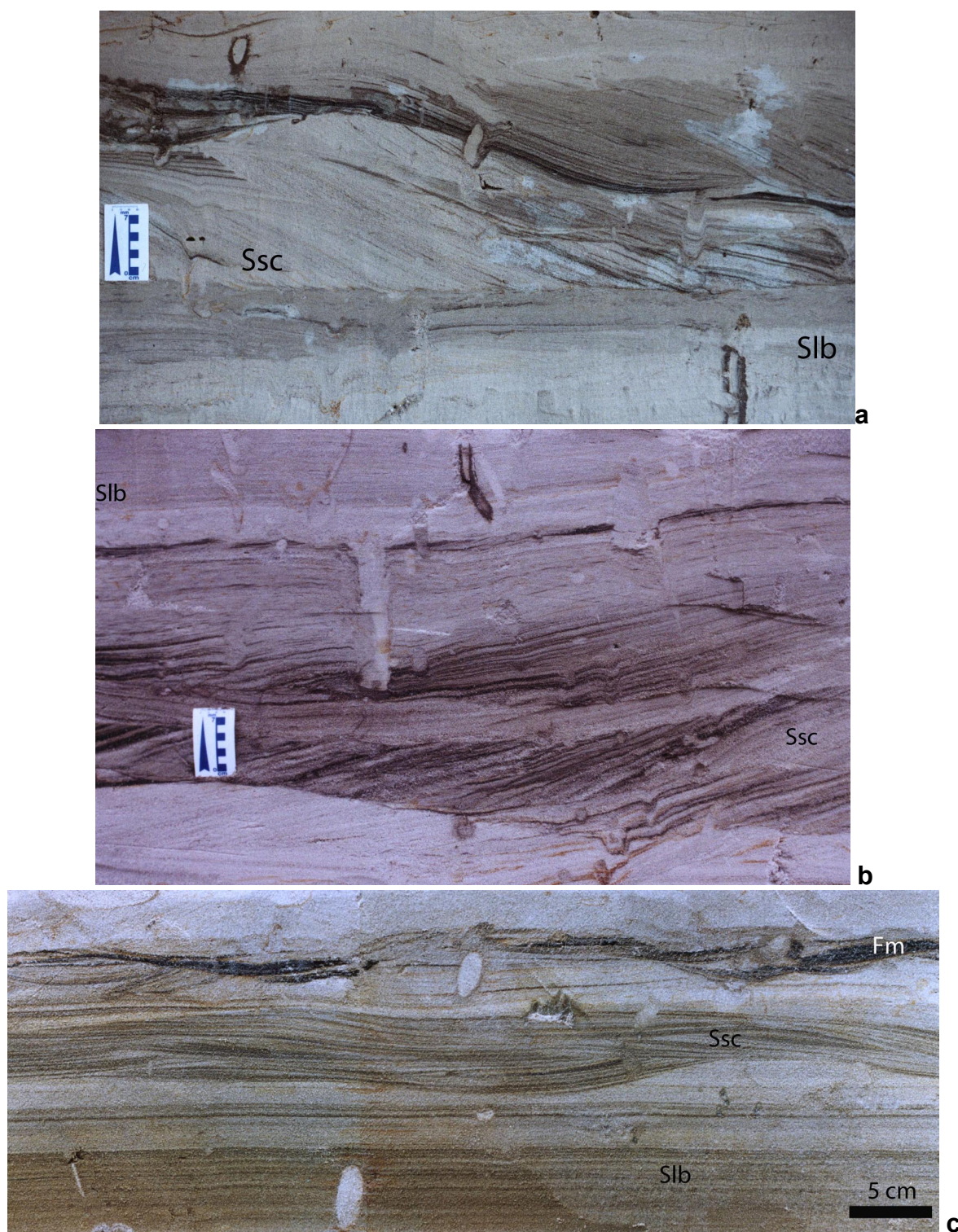


Figura 2.9: Fácies Ssc com estratificação cruzada *swaley*. Note as feições convexas (*hummocky*) e a alta concentração de detritos vegetais. a) Perfil 5, b) perfil 17 e c) perfil 11 – inset figura 2.1.

2.4.6. Areias finas a grossas preenchendo escavações (Fácies Ss)

A fácies Ss é formada por estratos de 4 a 15 cm de espessura, compostos por areia fina a grossa, com grânulos, preenchendo escavações. Também podem apresentar fragmentos de conchas e abundantes detritos vegetais lenhosos, arredondados e com até 2 cm (Figura 2.10). Frequentemente apresentam estratificação e ocorrem associadas e abaixo das fácies Ssc e Slb.

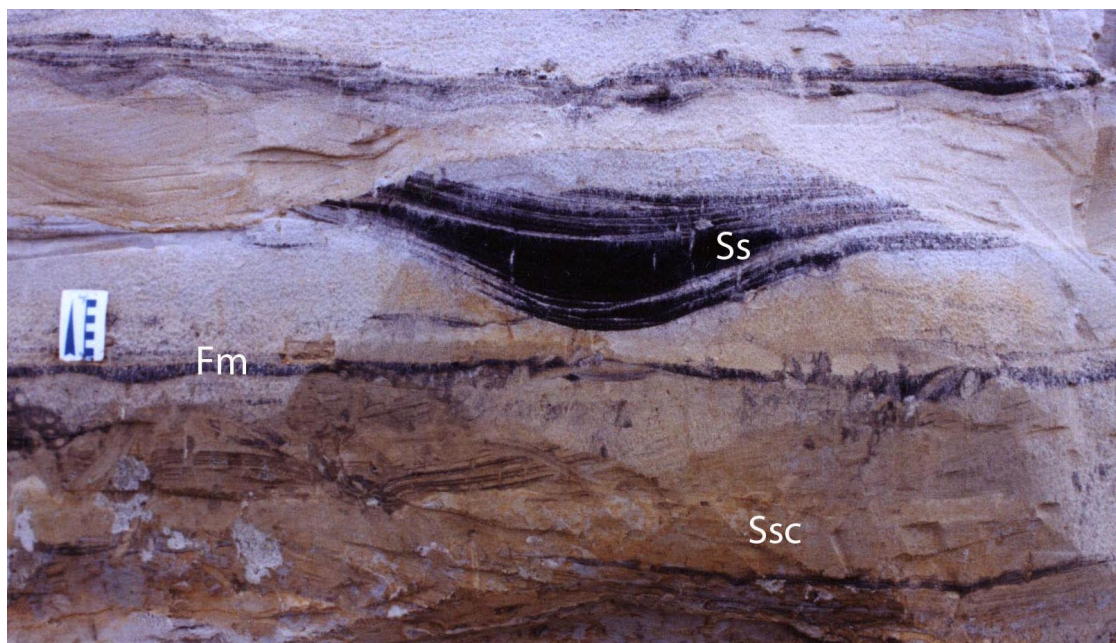


Figura 2.10: Fácies Ss com areia fina a grossa e detritos vegetais preenchendo escavação, associada a fácies Ssc. (perfil 17 – inset figura 2.1).

2.4.7. Areia com estratificação cruzada sigmóide (Fácies Ssg)

A fácies Ssg é formada por estratos de 4 a 50 cm de espessura, compostos por areia fina a muito fina, moderadamente a bem selecionada, às vezes com grãos e fragmentos de conchas, contato inferior gradacional a erosivo, com estratificação cruzada sigmóide, com mergulho de até 14° para E, S e SSW. Esta fácies foi interpretada como correspondente a migração de formas de leito de dunas subaquosas de crista reta a linguóide (2D), com alto transporte de fundo por tração, mas também com transporte por suspensão, de forma que as areias são depositadas pela combinação dos dois processos, resultando numa geometria assintótica na base e no topo. Duas subfácies foram distinguidas:

Ssg(t): sigmóides com lama e detritos vegetais nos *foresets* (maré)

Ssg(b): sigmóides associadas lateralmente à fácies Sli (pé de praia)

A subfácies Ssg(t) ocorre abaixo da fácies St, e geralmente associada à fácies Stb e em alguns casos com bastante bioturbação principalmente associada a tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus major*. Também ocorrem lâminas com deformações atribuídas a fluidificação, com variação textural e moldes de conchas com convexidade para cima (Figura 2.11).



Figura 2.11: Subfácies Ssg(t) com estratificação cruzada sigmóide associada a fácies Stb. (perfil 16 – inset figura 2.1).

A subfácies Ssg(b) corresponde a continuidade lateral da fácies Sli, e representam o pé da praia (*beach step*) na base da zona de espraiamento (*swash zone*) (Figura 2.6).

2.4.8. Areia com estratificação cruzada tangencial na base (Fácies Stb)

A fácies Stb é formada por estratos de 10 a 20 cm de espessura, compostos por areia fina bem selecionada, com estratificação cruzada tangencial na base e truncamento no topo por superfícies erosivas, normalmente planares, com direção de mergulho para WNW, S e SSE. Esta fácies pode ter três diferentes interpretações: a) migração de formas de leito 2D e face de avalanche assintótica na base; b) vista paralela ao fluxo de formas de leito 3D; c) fácies originalmente sigmóide, com truncamento no topo por erosão posterior (superfície de reativação). A opção por uma destas interpretações depende das fácies associadas.

Em geral esta fácies ocorre associada a fácies Sp, e lateralmente a fácies Ssg. Em alguns estratos foram observados moldes de conchas e lâminas com deformações

atribuídas à fluidificação (Figura 2.12). Também foram observadas lâminas frontais com formas lenticulares cuja origem não foi identificada (Figura 2.12).

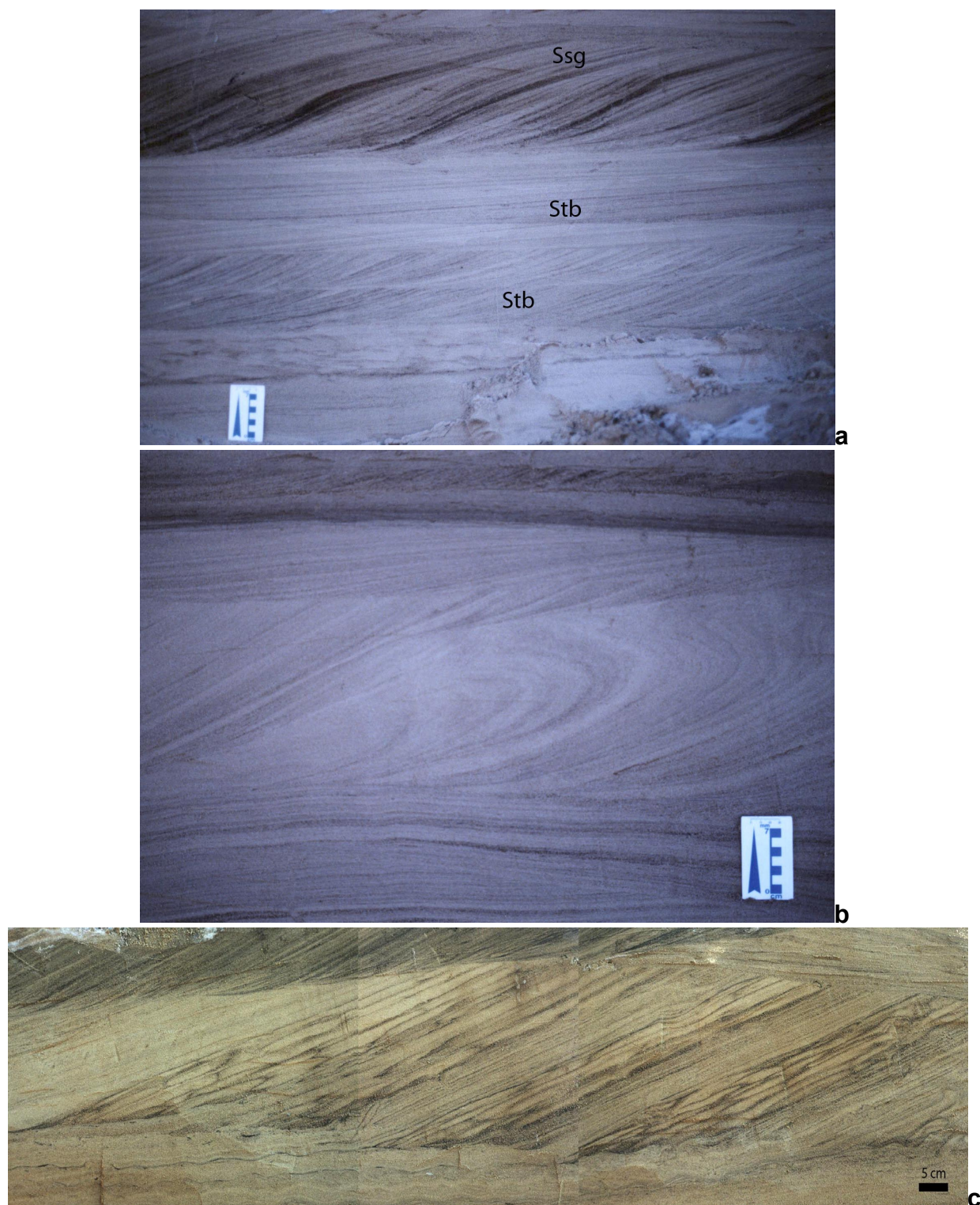


Figura 2.12: Fácies Stb com estratificação cruzada tangencial na base: a) variações da fácies Stb, sets com preservação apenas das lâminas basais (Stb superior) e sets truncados no topo (Stb inferior), e com fácies Ssg associada, b) com lâminas deformadas atribuídas a

fluidificação, e c) com formas lenticulares, de origem não identificada, nas lâminas frontais (perfil 16 – inset figura 2.1).

2.4.9. Areia maciça (Fácies Sm)

A fácies Sm é formada por estratos de 1 a 170 cm de espessura, compostos por areia fina a muito fina moderadamente selecionada, com conchas, fragmentos de conchas, detritos vegetais e fragmentos de lama dispersos, tem contato inferior gradacional a erosivo e aspecto maciço. Esta fácies apresenta-se intensamente bioturbada, não sendo possível a determinação do processo deposicional (Figura 2.13).



Figura 2.13: Fácies Sm de areia muito fina a fina, maciça, intensamente bioturbada. Note a alta concentração de conchas e fragmentos de conchas, inclusive com espécimes em posição de vida (perfil 17 – inset figura 2.1).

2.4.10. Areia com ondulações e laminações cruzadas (Fácies Sr)

A fácies Sr é formada por estratos de 2 a 45 cm de espessura, compostos por areia fina a muito fina, moderadamente selecionada, com laminação cruzada, às vezes com lâminas de detritos vegetais, com ondulações simétricas (ondas) e/ou assimétricas (correntes), resultantes da ação de ondas e correntes unidirecionais a elas associadas. Apresenta em alguns casos comprimento de onda entre 6 e 20 cm e altura entre 2 e 5 cm. Esta fácies ocorre abaixo da fácies Ssc (Figura 2.14).

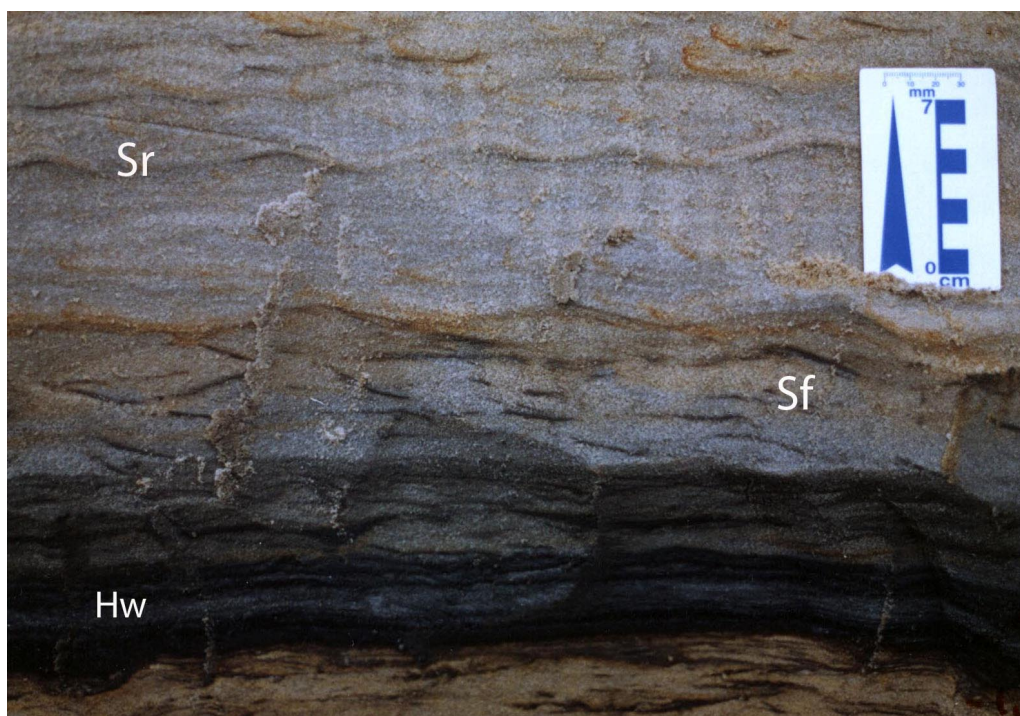


Figura 2.14: Fácies Sr com ondulações e laminações cruzadas associadas a fácies Sf de areia com acamamento flaser e fácies Hw heterolítica ondulada (perfil 4 – inset figura 2.1).

2.4.11. Areia com acamamento flaser (Fácies Sf)

A fácies Sf é formada por estratos de 15 cm de espessura, composto por lâminas onduladas de areia muito fina a fina, com lentes de lama e/ou detritos vegetais nas calhas de ondulações simétricas (Figura 2.14). Esta fácies foi interpretada como produto de fluxo oscilatório gerado por frentes de ondas, com períodos de calmaria quando houve decantação de lama e detritos vegetais. Não se descarta também a associação com correntes de maré. Esta fácies ocorre acima da fácies Hw(s).

2.4.12. Detritos vegetais e lama carbonácea com estratificação cruzada hummocky (Fácies Chc)

A fácies Chc é formada por estratos de 2 a 15 cm de espessura, compostos por detritos vegetais com intercalações de lama formando camadas com ondulações e truncamentos por ondas (Figura 2.15). Ocorre geralmente acima da fácies Sr, e abaixo ou interdigitada com a fácies Ssc.

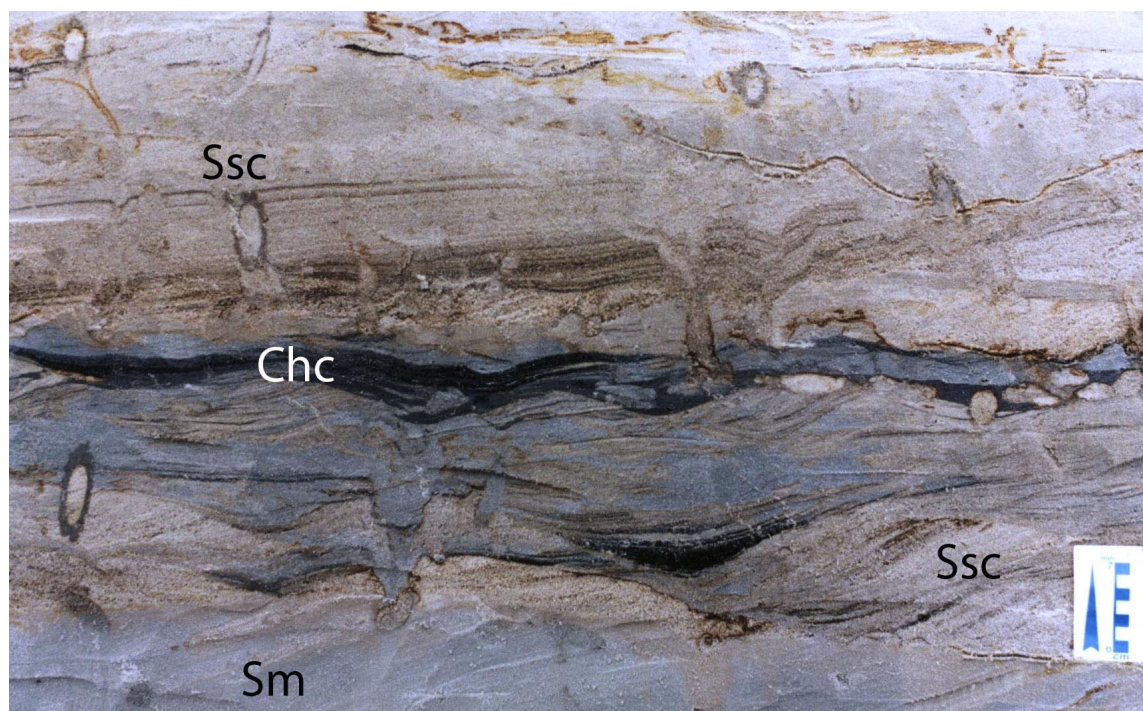


Figura 2.15: Fácies Chc com detritos vegetais e lama com estratificação cruzada *hummocky*, associado a fácies Ssc e Sm (perfil 13 – inset figura 2.1).

2.4.13. Heterolítica ondulada (Fácies Hw)

A fácies Hw é formada por interestratificação de lama e areia muito fina a fina, resultando em acamamento ondulado (*wavy*). Esta fácies é produzida por fluxos oscilatórios e/ou direcionais, com flutuação na energia do fluxo permitindo deposição alternada das frações areia e lama. Duas subfácies podem ser distinguidas:

Hw(s) = ondulações simétricas, produzidas pela ação de ondas e fluxos oscilatórios.

Hw(a) = ondulações assimétricas, produzidas por correntes trativas unidirecionais.

A fácies Hw(a) é formada por estratos de 8 a 80 cm de espessura, compostos por uma alternância de lâminas onduladas de areia fina a muito fina e lama. O contato inferior é abrupto. Esta fácies foi interpretada como formada por uma alternância de processos de fluxos trativos ou oscilatórios (areia) e decantação (lama).

A fácies Hw(s) é formada por estratos 3 a 60 cm de espessura, composto por alternância de lâminas onduladas de areia fina a muito fina e de lama e/ou detritos

vegetais (Figura 2.14). O contato inferior é abrupto. As ondulações têm comprimento de onda (λ) entre 6 e 12 cm e altura (h) de 1 cm. Esta fácies foi interpretada como sendo depósitos de areia em marcas onduladas sob regime de fluxo inferior oscilatório, intercaladas a processos de decantação de lama.

2.4.14. Heterolítica bioturbada (Fácies Hb)

A fácies Hb é formada por interestratificação de lama e areia muito fina a fina, com conchas e fragmentos de conchas. A estratificação apresenta-se parcial a totalmente obliterada por intensa bioturbação. Interpreta-se que esta fácies foi originada pelos mesmos processos deposicionais que geraram a fácies Hw, sofrendo ainda no sítio deposicional o revolvimento por organismos bentônicos (Figura 2.16).



Figura 2.16: Fácies Hb heterolítica bioturbada (sondagem #5 – inset figura 2.1).

2.4.15. Lama em drapes (Fácies Fm)

A fácies Fm é formada por estratos de 1 a 45 cm de espessura, compostos por lama, às vezes com conchas, contato inferior abrupto, maciça na forma de drape

(Figura 2.17). Esta fácies foi interpretada como sendo formada por processo decantação com dissipação das ondas/correntes. Ocorre geralmente acima da fácies Sr, e abaixo ou intercalada com a fácies Ssc (Figura 2.17).

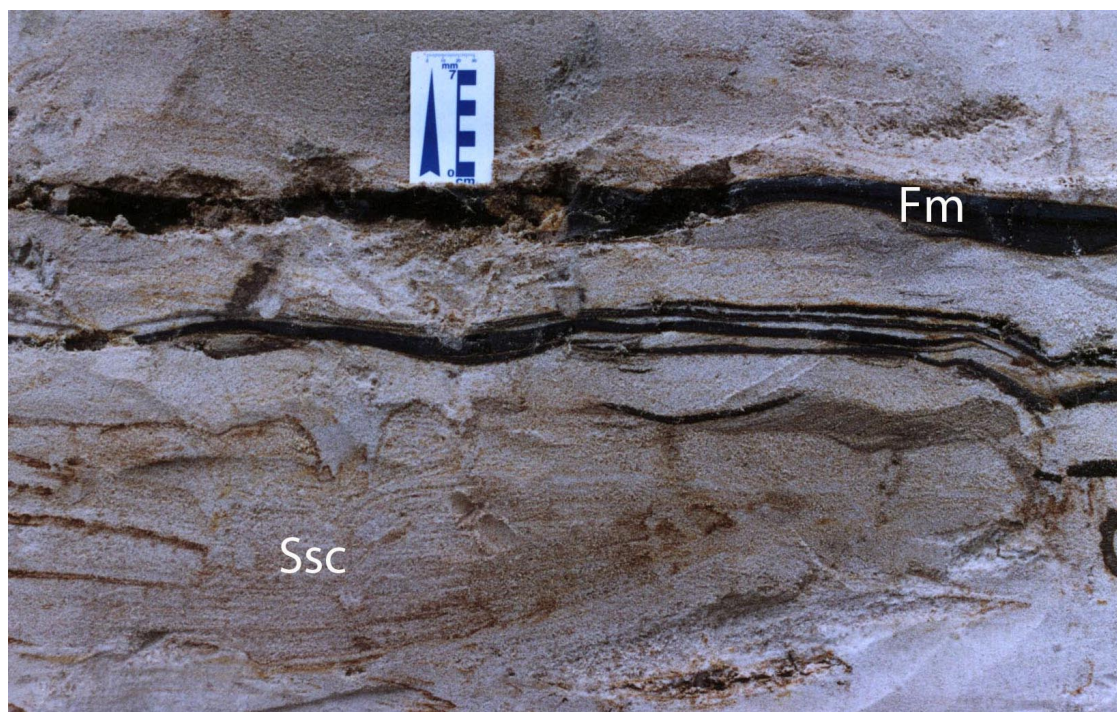


Figura 2.17: Fácies Fm de lama em drapes associada a fácies Ssc (perfil 11 – inset figura 2.1).

2.4.16. Lama com acamamento linsen (Fácies Fl)

Esta fácies é formada por estratos de 4 a 80 cm de espessura, compostos por interlaminação de lama e silte, com fragmentos de conchas, e intercalações de lentes de areia muito fina a fina, caracterizando acamamento lenticular (*linsen*). Fácies formada por processos de decantação com interveniência de episódicas e fracas correntes trativas (possivelmente decorrentes de eventos associados a tempestades). Geralmente ocorre acima da fácies Fm.

2.4.17. Lama com acamamento linsen bioturbada (Fácies Flb)

A fácies Flb é formada por estratos de 1 a 170 cm de espessura, composto por lama cinza escura com aspecto maciço, freqüentemente muito bioturbada.

Ocasionalmente podem ser observadas estratificações e lentes delgadas de areia (Figura 2.18). Em alguns casos esta fácies ocorre intercalada a fácies Sm.

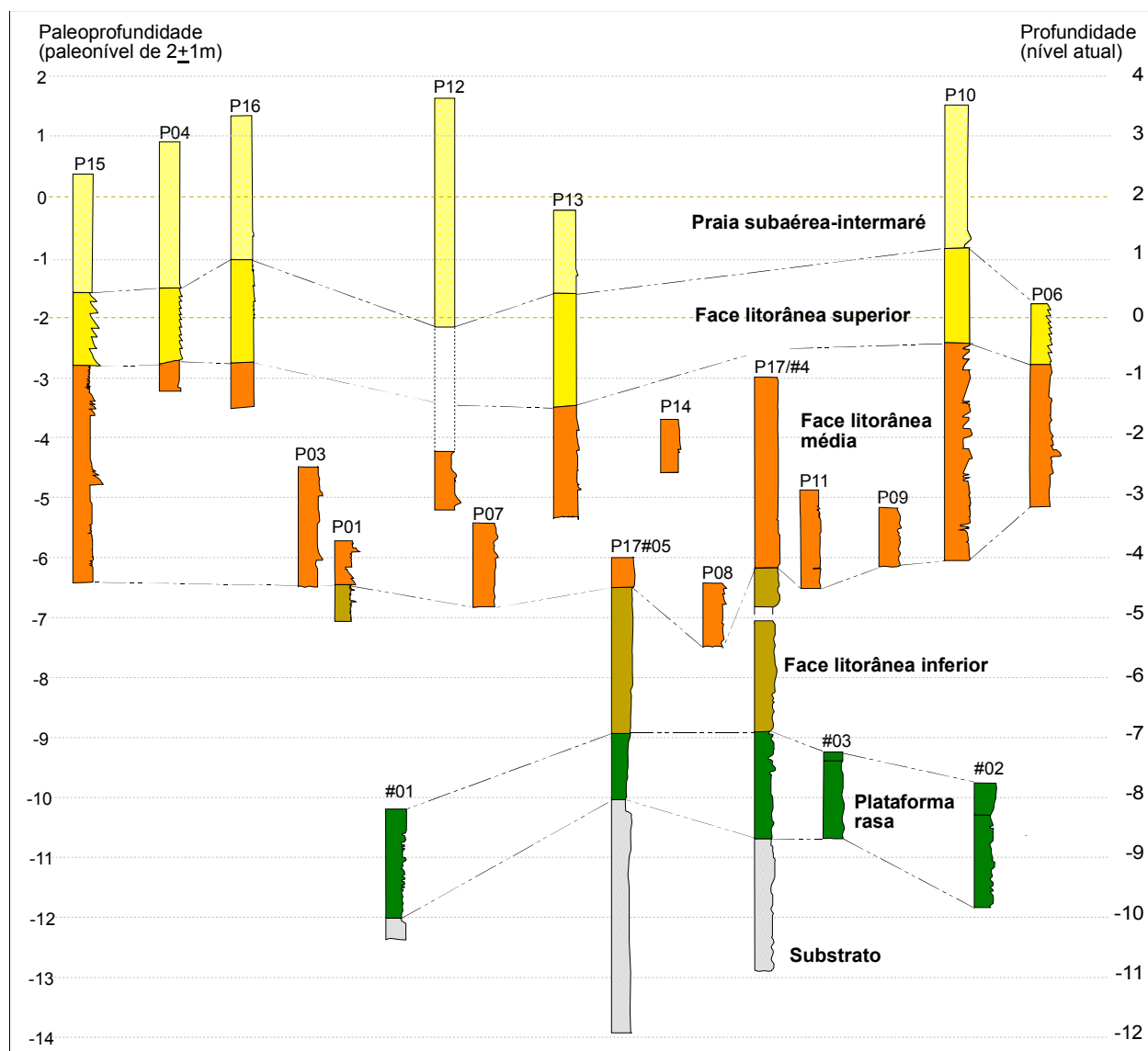


Figura 2.18: Fácies Flb lama com acamamento *linsen* bioturbada (sondagem #5 – inset figura 2.1).

2.5. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A barreira está limitada na sua base por uma superfície erosiva de difícil identificação que foi definida com o auxílio de datações carbono 14 (^{14}C) (ver capítulo 3). A partir do nivelamento dos perfis estratigráficos em relação ao nível médio do mar atual as fácies foram correlacionadas para determinar variações na espessura e no posicionamento de cada uma (Figuras 2.19 e 2.20). Os processos sedimentares interpretados, as inter-relações entre as fácies e a definição de fácies geneticamente associadas permitiram que fossem agrupadas em cinco associações faciológicas. Tais associações foram denominadas de acordo com o ambiente de formação e interpretadas como correspondentes a: plataforma interna (IS); face litorânea inferior

(LS), face litorânea média (MS) face litorânea superior (US) e praia subaérea e intermaré (F) (Figuras 2.19 e 2.20).



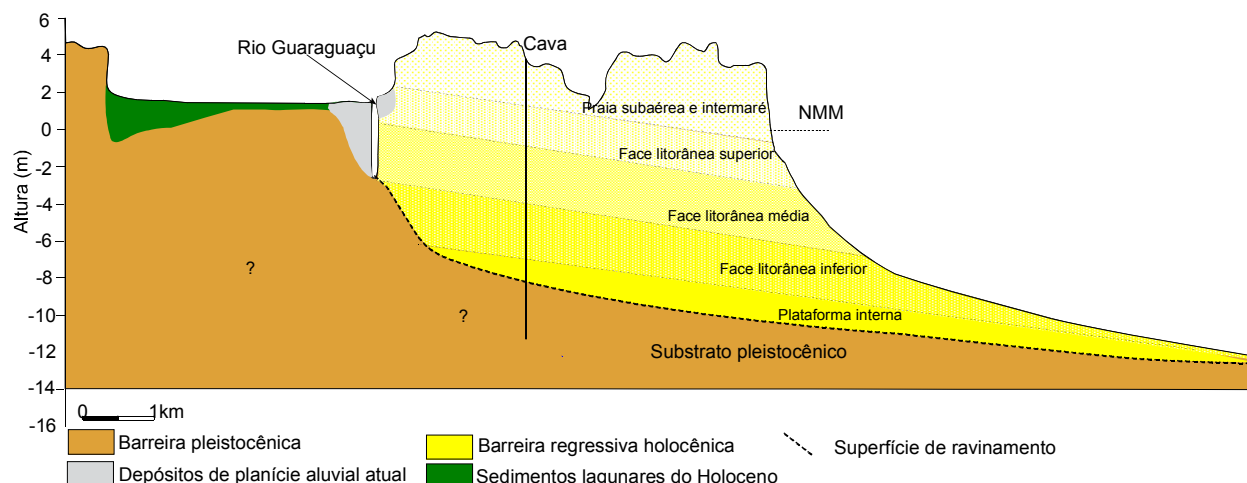


Figura 2.20: Perfil transversal das barreiras de Praia de Leste com a distribuição das associações de fácies da barreira holocênica (perfil topográfico b-c figura 2.1).

Para a correlação das fácies com os ambientes atuais foram determinadas as paleopropriedades em que as fácies se formaram, considerando para isto a idade de formação da barreira (capítulos 3 e 4) a partir das idades de conchas e troncos que forneceram valores entre 4.402-4.135 anos ^{14}C calibrados (cal.) próximo à base da barreira e 2.987-2.751 anos ^{14}C cal. próximo ao topo, e do paleonível do mar na região neste período, que segundo Angulo *et al.* (2006) estaria em torno de $2,0 \pm 1,0$ m acima do atual (Figura 2.21).

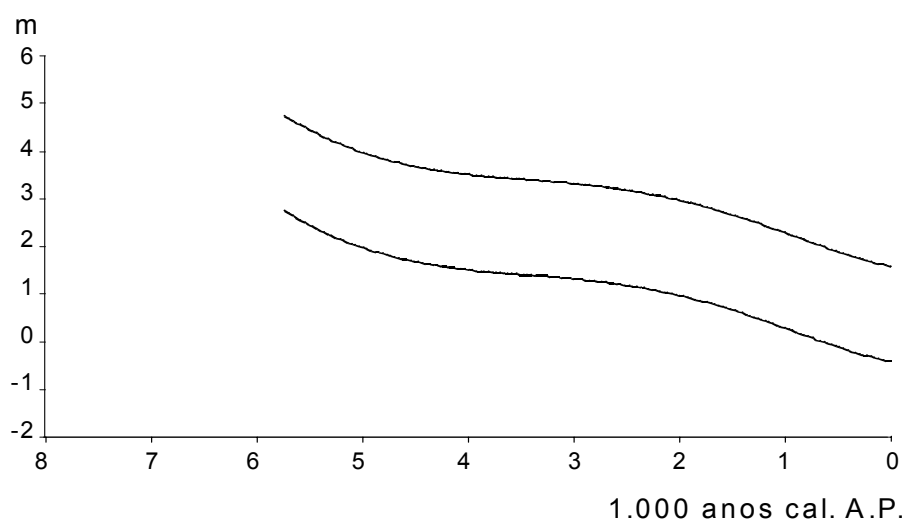


Figura 2.21: Curvas mínima e máxima de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral leste do Brasil, proposta por Angulo *et al.* (2006).

2.5.1. Plataforma interna (Inner shelf) – IS.

A associação plataforma interna (IS) ocorre na parte basal da barreira entre 10 e 9 m de paleopropriedade. Nesta associação predominam fácies de lamas arenosas bioturbadas (Hb) e de areias finas a muito finas bioturbadas (Sm) freqüentemente associadas às fácies de lama e areia com *linsen* (FI), lamas em drapes (Fm) e areias e lama com acamamento wavy (Hw). Nesta associação, ocorrem detritos vegetais arredondados, evidenciando transporte, conchas e fragmentos de conchas, incluindo conchas juvenis, conchas articuladas, em posição de vida e com o perióstraco preservado, indicando pouco ou nenhum transporte. Esta associação indica predomínio de processos de decantação, associados com intensa atividade biológica no fundo, alternada com períodos de maior energia, com atuação de ondas de tempestade que remobilizavam o fundo (Figuras 2.19 e 2.22).

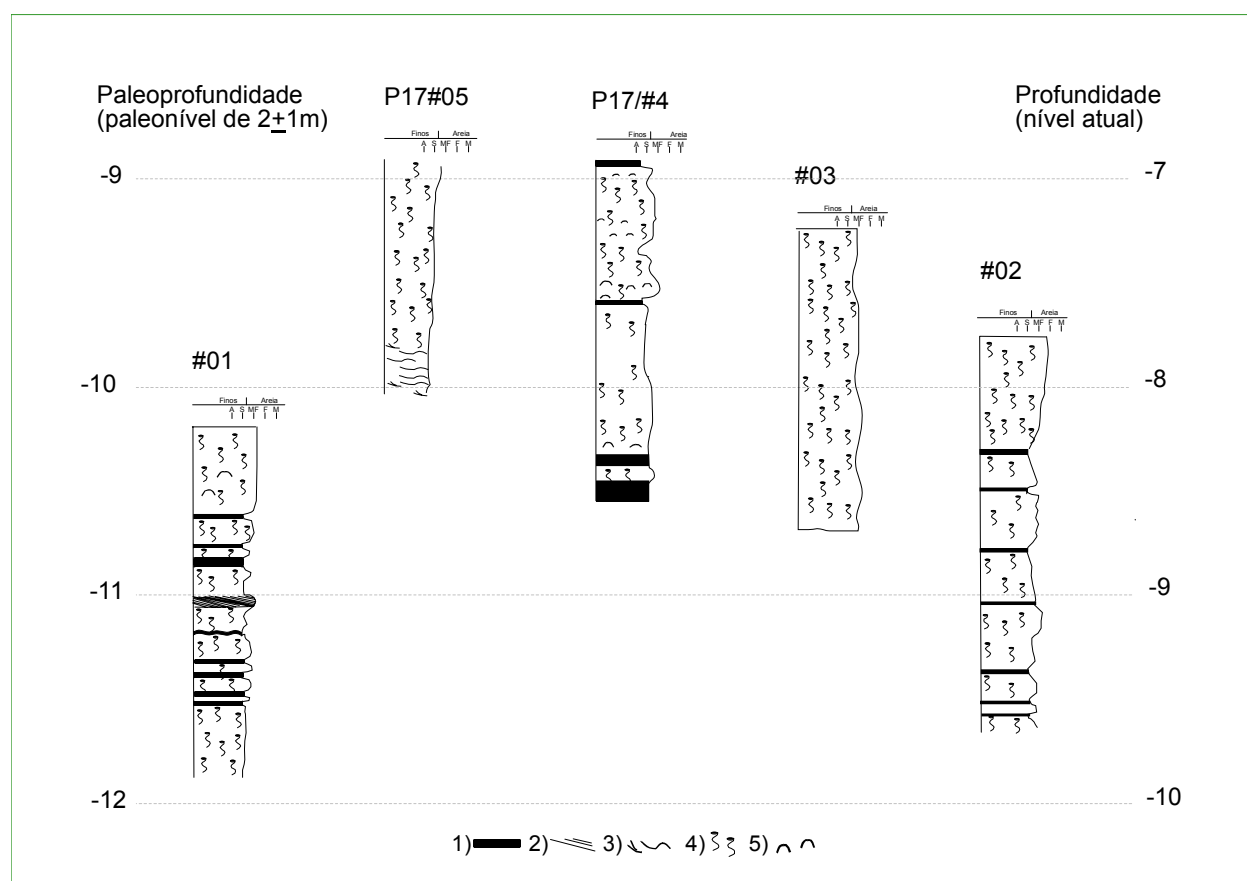


Figura 2.22: Distribuição nos perfis da fácies da associação plataforma interna (IS). 1) drapes de lama, 2) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 3) bioturbações, 4) conchas e fragmentos de conchas. Localização ver inset figura 2.1.

2.5.2. Face litorânea inferior (Lower shoreface) – LS

A associação de fácies da face litorânea inferior (LS) ocorre acima da associação IS entre 9 e 6 m de paleoprofundidade. Esta associação é formada por intercalação de níveis de areia fina a muito fina (Sm) e lamas arenosas (Hb) bioturbadas (Figuras 2.19 e 2.23). Às vezes em direção ao topo a fácies Sm ocorre intercalada com areias com estruturas cruzada *swaley* (Ssc) e areias com estratificação cruzada de muito baixo ângulo (Slb). Nas fácies arenosas ocorrem detritos vegetais arredondados, evidenciando intenso transporte. Também ocorrem conchas e fragmentos de conchas, incluindo espécimes juvenis, com pouco ou nenhum transporte, às vezes com concavidade para cima, às vezes em posição de vida. Nesta associação predominam os fluxos oscilatórios e trativos de alto regime, ocasionados por eventos de tempestades e subsidiariamente processos de decantação atribuídos a períodos de calmaria.

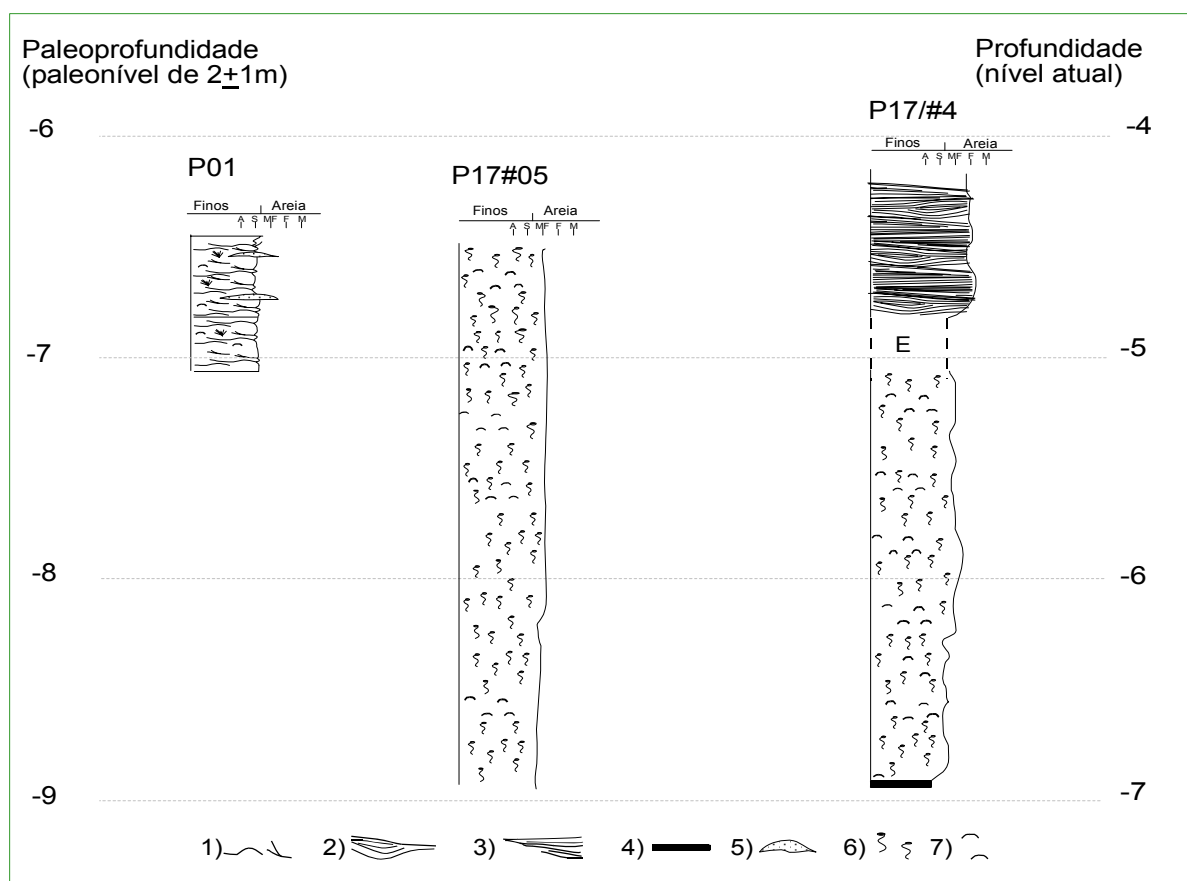


Figura 2.23: Distribuição nos perfis das fácies da associação face litorânea inferior (LS). 1) Ondulações e laminações cruzadas simétricas e laminação flaser (fácies Sr, Hw(s) e Sf), 2) estratificação cruzada swaley (fácies Ssc), 2) estratificação cruzada de muito baixo ângulo

(fácies Slb), 3) drapes de lama, 4) lentes de areia, 5) bioturbações, 6) conchas e fragmentos de conchas. Localização ver inset figura 2.1.

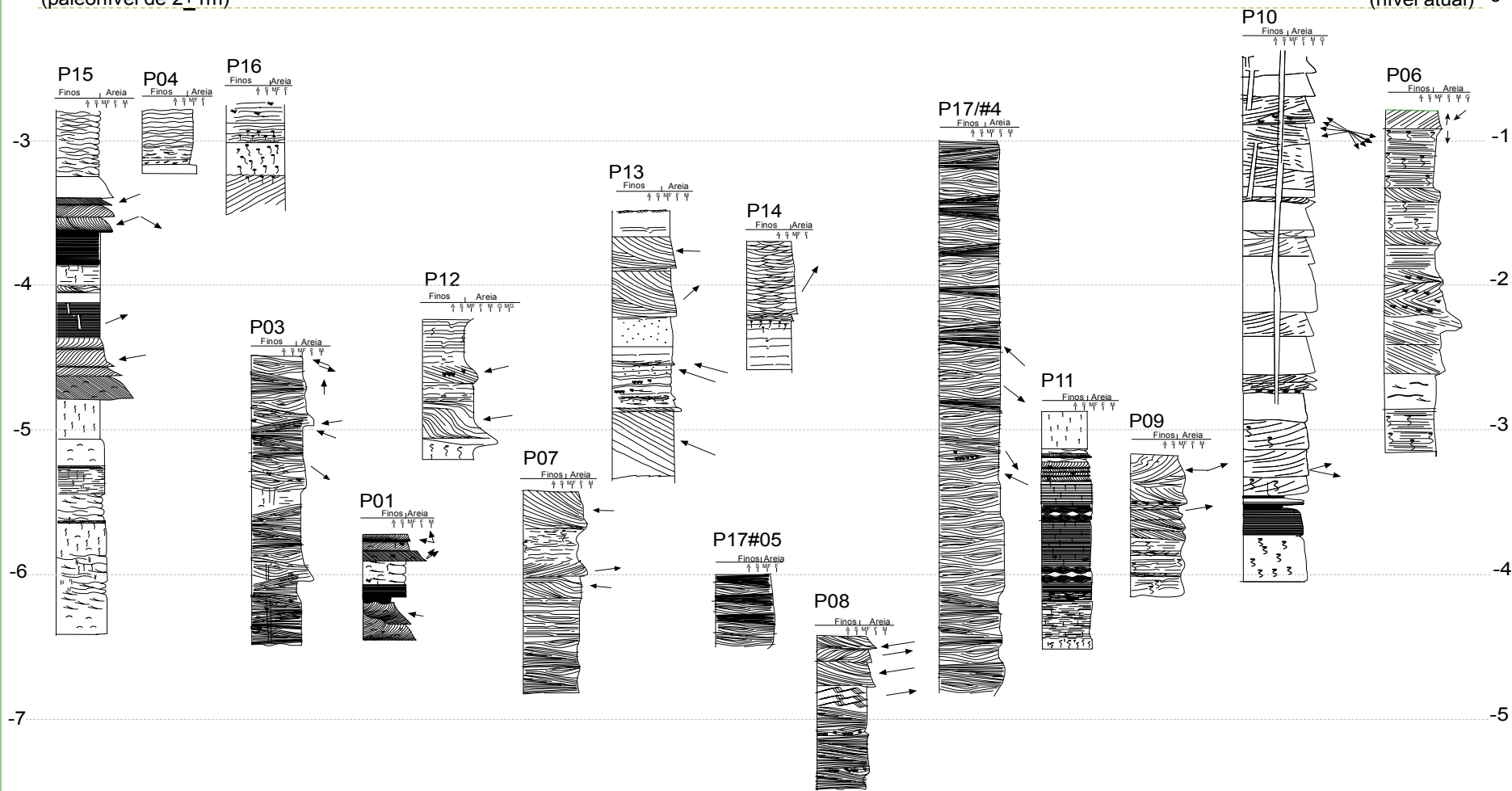
2.5.3. Face litorânea média (*Middle shoreface*) – MS

A associação de fácies da face litorânea média (MS) é caracterizada pela predominância da fácies de areia com estratificação cruzada *swaley* (Ssc). Esta associação ocorre acima da associação LS entre 6 e 3 m de paleoprodutividade, sendo composta por areia fina a muito fina, com níveis de lama. Também são freqüentes detritos vegetais com evidência de intenso transporte (Figuras 2.19 e 2.24), conchas e fragmentos de conchas, tanto com evidências de intenso transporte quanto com pouco ou nenhum transporte. Interdigitadas ou acima da fácies Ssc ocorrem fácies arenosas com estratificação cruzada de muito baixo ângulo (Slb) e fácies de areia intensamente bioturbada (Sm). Nessa associação ocorrem seqüências que se iniciam com a subfácies Slb, com aumento da bioturbação em direção ao topo, passando transicionalmente para a fácies Sm e culminando numa superfície erosiva com fácies Ssc sobrepostas. Na parte inferior da associação, ocorrem marcas onduladas oscilatórias (Sr e Hw(s)) e detritos vegetais e/ou lamas com estratificação cruzada *hummocky* (Chc). De forma subordinada, na parte superior da associação ocorrem intercalados estratos arenosos de 10 a 15 cm de espessura de areias com estratificação cruzada planar (St) e tangencial na base (Stb).

Na deposição dos sedimentos desta associação predominaram processos de fluxos oscilatórios, subsidiariamente fluxos trativos de regime superior e de forma subordinada processos de decantação e de fluxo trativo de regime inferior. As fácies desta associação foram interpretadas como formadas sob o predomínio de processos de ação de ondas, na zona mais rasa do esbeltamento de ondas antes da arrebenção. A fácies Sm corresponde a deposição em períodos mais calmos, que permitiriam intensa atividade biológica no fundo, e a fácies Ssc e a subfácies Slb a períodos de alta energia com intenso retrabalhamento do fundo pelas ondas.

-2 Paleoprofundidade
(paleonível de 2+1m)

Profundidade
(nível atual) 0



- 1) 2) 3) 4) 5) 6) 7) 8) 9) 10) 11) 12) 13) 14) →

Figura 2.24: Distribuição nos perfis das fácies da associação face litorânea média (MS). 1) estratificação cruzada swaley (fácies Ssc), 2) estratificação cruzada de muito baixo ângulo (fácies Slb) , 3) estratificação cruzada truncada por onda *Hummocky* (fácies Chc), 4) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 5) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 6) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 7) ondulações e laminações cruzadas simétricas e laminação flaser (fácies Sr, Hw(s) e Sf), 8) climbing, 9) drapes de lama, 10) detritos vegetais, 11) conchas e fragmentos de conchas, 12) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major*, 13) bioturbações, 14) direção de paleocorrentes. Localização ver inset figura 2.1.

2.5.4. Face litorânea superior (Upper shoreface) – US

A associação face litorânea superior (US) ocorre entre 3 e 1 m de paleoprofundidade. A associação é formada principalmente por estratos arenosos de 20 a 50 cm de espessuras, com estratificações cruzadas tangenciais na base (Stb) e acanaladas (St) com sentido predominante para S-SE. Subsidiariamente ocorrem estratos 10 a 40 cm de espessura com estratificação cruzada planar (Sp) e sigmóide (Ssg) com direções predominantes para S e S-SW. Nas estratificações cruzadas foram observadas estruturas de fluidificação. As fácies desta associação geralmente apresentam intensa bioturbação associada a tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus major*. Também foram observados moldes de conchas com a convexidade para cima. Na parte superior da associação a fácies St e a subfácies Ssg(b) passam transicionalmente para fácies Sli (Figuras 2.19 e 2.25).

Esta associação foi interpretada como formada principalmente por correntes tratativas de regime inferior, geradas por ondas na zona de arrebentação e surfe com a presença de bancos de areia e canais.

A fácies St que tem direções predominantes para a costa e para o mar pode ter sido formada por correntes de retorno durante tempestades enquanto que as fácies Stb, Sp e Ssg(t), que têm direções predominantes paralelas à costa, podem ter sido formadas pelas correntes de deriva litorânea longitudinal nos canais da zona de surfe. Uma certa ciclicidade observada nas lâminas frontais da fácies Stb e da subfácies Ssg(t) pode corresponder à influência da maré devido a proximidade de uma desembocadura estuarina.

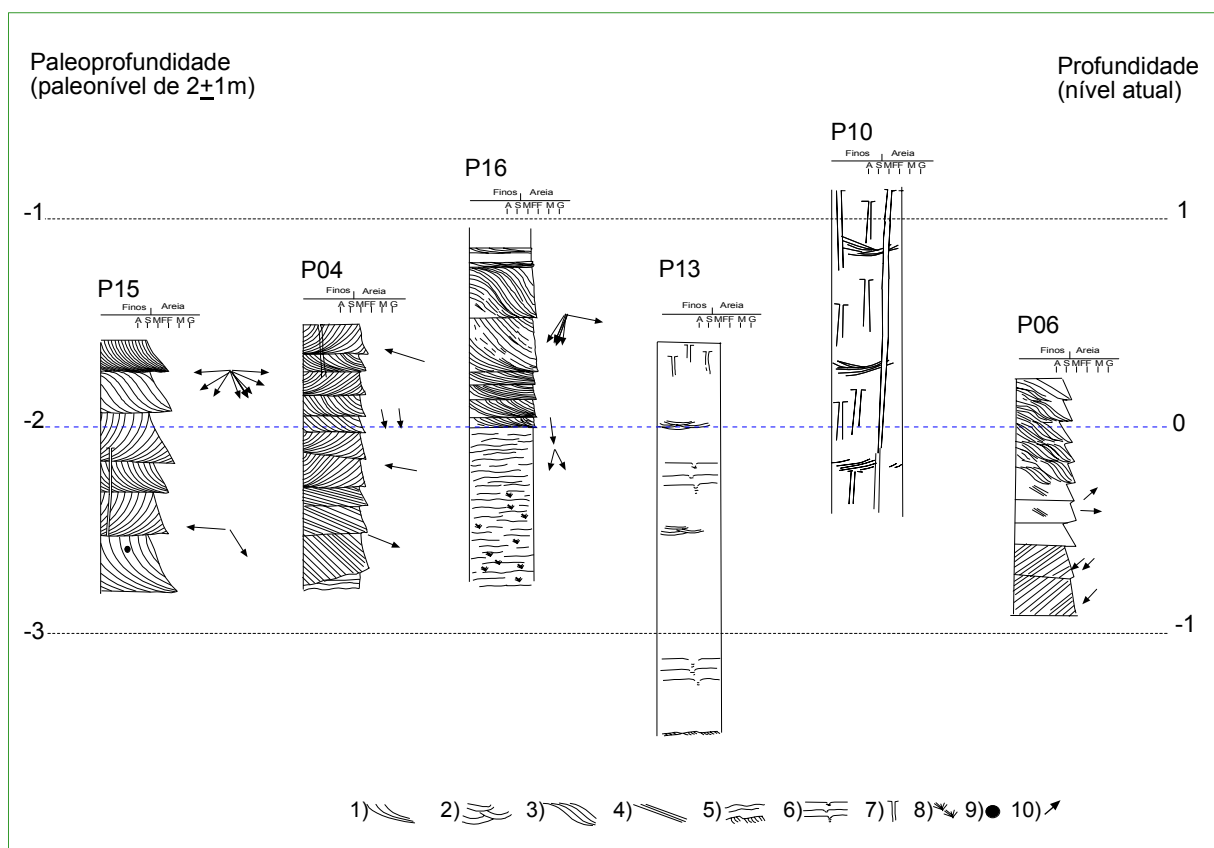


Figura 2.25: Distribuição nos perfis das fácies da associação face litorânea superior (US). 1) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 2) estratificação cruzada acanalada (fácies St), 3) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 4) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 5) ondulações e laminações cruzadas simétricas e assimétricas (fácies Sr), 6) lâminas com estruturas de escape, 7) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major* 8) detritos vegetais, 9) fragmentos de tronco, 10) direção de paleocorrentes. Localização ver inset figura 2.1.

2.5.5. Praia subaérea e intermaré (F)

A associação praia subaérea e intermaré (F) ocorre no topo da barreira, entre 1 m de paleoprofundidade e 2 m acima do paleonível médio do mar e é formada principalmente por fácies arenosas, em geral sem bioturbação. Nesta associação predominam os estratos cuneiformes com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sli), limitados por superfícies erosivas que truncam os sets em ângulos de 1° a 3° configurando estratificação cruzada de baixo ângulo (Figuras 2.19 e 2.26). Em alguns casos, na base desta associação, ocorrem conchas e fragmentos de conchas, e nos primeiros 50 cm, próximo ao contato com as fácies da associação US, tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus major*. Na base desta associação, ocorrem estratos com estratificação cruzada sigmóide, acanalada e tangencial na base (Ssg(b),

St e Stb), correspondentes a pequenos bancos e canais do pé da praia (*beach step*), na base da zona intermaré. Estas fácies passam lateralmente e são sobrepostas por fácies com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sli), correspondentes a fluxos trativos de regime superior, relacionados ao espreamento das ondas sobre a face praial. A fácies Sli apresenta rumo de mergulho preferencial para o mar (ESE), correspondente à face praial (*beach face*) e, subsidiariamente, outra para a costa (WNW) correspondente a pós-praia (*backshore*). As que mergulham para a costa ocorrem preferencialmente na parte superior da associação, interdigitadas com as que mergulham para o mar. Interdigitada a esta fácies também ocorrem fácies com estratificação cruzada planar de pequeno porte (Sp) e marcas onduladas simétricas (Sr), formadas em pequenos canais da face praial. Em direção ao topo a fácies Sli passa transicionalmente para fácies arenosas sem estrutura e pedogeneizada, que provavelmente incluem sedimentos de face praial, pós-praia e talvez dunas frontais.

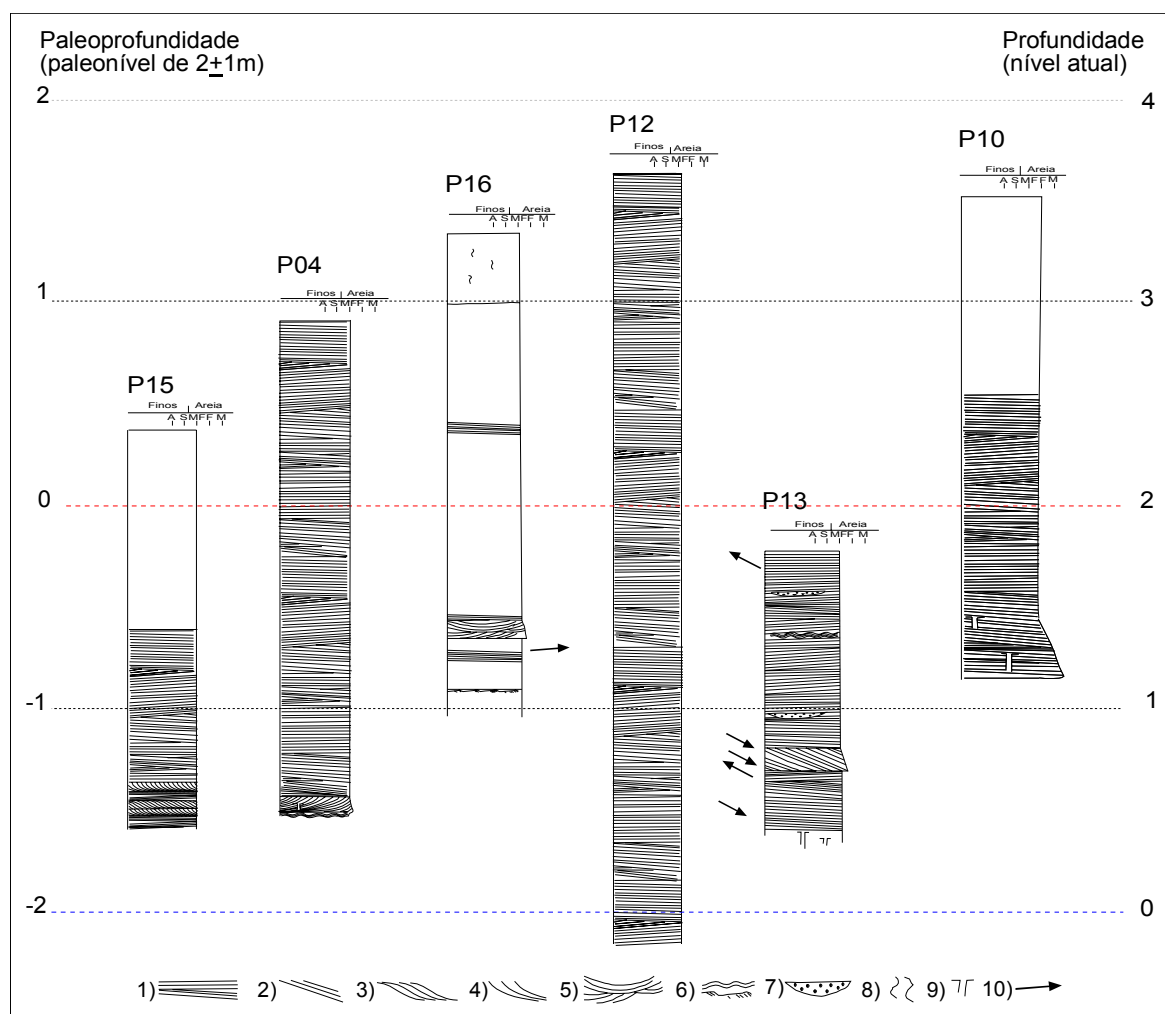


Figura 2.26: Distribuição nos perfis das fácies da associação praia subaérea e intermaré (F). 1) estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Sli), 2) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 3) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 4) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 5) estratificação cruzada acanalada (fácies St), 6) ondulações e laminações simétricas e assimétricas (fácies Sr), 7) lentes de areia grossa em pequenos canais 8) bioturbações, 9) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus Major*, 10) direção de paleocorrentes. Localização ver inset figura 2.1.

2.6. MODELO DE FÁCIES

Os modelos clássicos de seqüências regressivas clásticas dominadas por ondas são classificados em dois tipos: os de costas de alta e os de baixa energia de ondas (McCubbin 1992, Reading & Collinson 1996). Os exemplos mais citados de modelos para costas de alta energia referem-se à costa pacífica do Estados Unidos em Ventura-Oxnard na Califórnia, e os para costas de baixa energia os da ilha de Galveston no Golfo do México, também nos Estados Unidos (McCubbin 1992, Reading & Collinson 1996). Estes modelos indicam seqüências com espessuras crescentes, que vão de 11 m nas costas com ondas de baixa energia até 45 m nas costas com alta energia. Segundo esta classificação, a costa paranaense poderia corresponder às costas de baixa energia de ondas, pois a espessura média da seqüência estratigráfica é da ordem de 12 m (Figura 2.19). No presente, a costa paranaense é de mar aberto com orientação NE recebendo frontalmente as ondas de maior energia proveniente de sudeste; a larga plataforma interna (até a isóbata de 50 m), com declives em torno de 1 ‰, provavelmente propicia a dissipação de parte da energia das ondas. Condições similares parecem ter prevalecido durante a construção das barreiras holocênicas.

No modelo faciológico detalhado da ilha de Galveston apresentado por Bernard *et al.* (1962 *apud* McCubbin 1992, figura 2.27) foram interpretados cinco ambientes deposicionais: plataforma (*shelf*), face litorânea inferior (*lower shoreface*), face litorânea superior (*upper shoreface*), praia (*beach*) e dunas (*dune*). Trata-se de uma seqüência com engrossamento textural para cima (*coarsening upward*) desde a plataforma até a praia, e com um pequeno afinamento textural da praia até a duna. Esta mesma distribuição granulométrica foi observada na barreira paranaense, onde as fácies de plataforma têm granulometria com diâmetro médio entre 31 e 125 µm (silte grosso até areia muito fina), crescente até o topo da face litorânea superior onde atinge 250 µm (areia fina), e a partir dali afina até o topo das fácies de praia ou duna frontal caracterizadas por frações granulométricas ente 63 e 125 µm (areia muito fina).

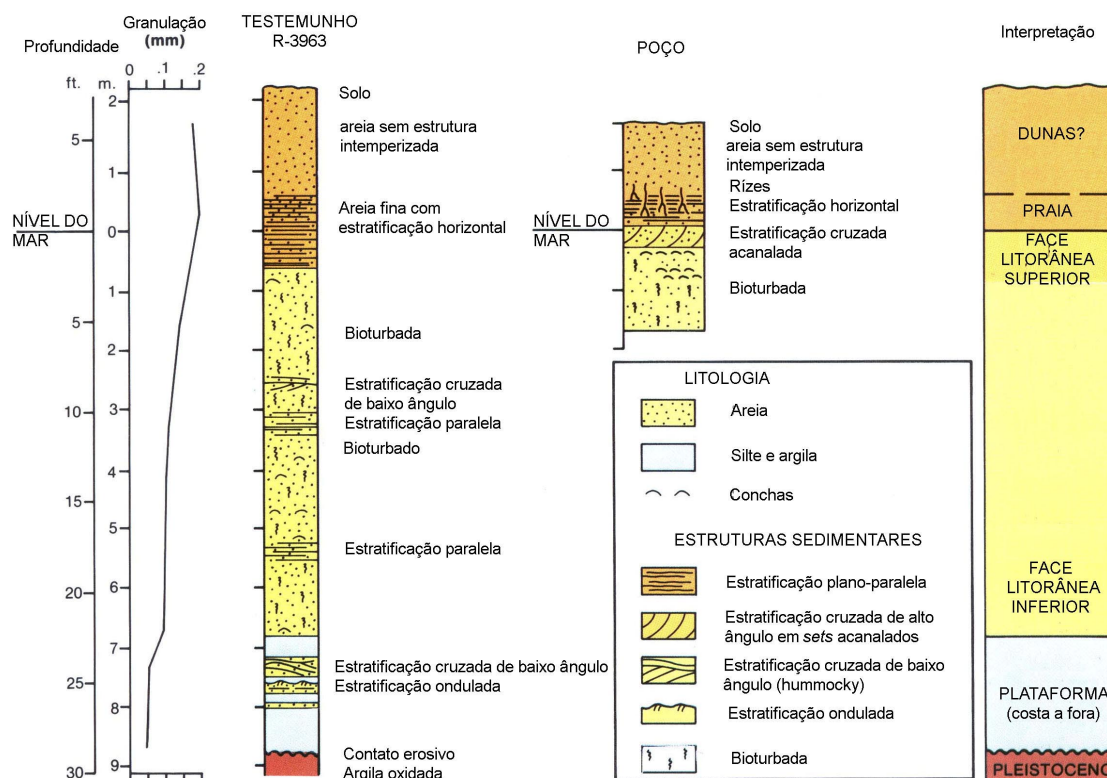


Figura 2.27: Sequência vertical das fácies observadas em testemunhos de sondagens e descrições de poços na Ilha de Galveston, Golfo do México (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin).

Comparativamente ao modelo de Galveston, as principais diferenças são a presença de sedimentos finos e de abundantes detritos vegetais nas fácies da face litorânea média e inferior. A lama e os detritos vegetais seriam provenientes dos amplos complexos estuarinos que existiam durante a formação da barreira, especificamente da paleo-desembocadura localizada a sul da área estudada, que existia durante a formação das barreiras (ver localização do paleo-inlet na figura 2.1). Ainda no presente, grande quantidade de lama em suspensão sai dos complexos estuarinos para o mar na forma de plumas de vazante (Noernberg 2001). Esta lama, aparentemente não é dispersa totalmente, acumulando-se na plataforma rasa nas profundidades de 5 e 10 m devido à cerca de energia costeira (*littoral energy fence*¹) produzida pelas ondas (Veiga *et al.* 2004). As areias lamosas atuais seriam equivalentes às fácies da face litorânea inferior e média que ocorrem entre 3 e 8 m de

¹ O termo *littoral energy fence* foi introduzido por Allen (1970).

paleoprodutidude e da plataforma que ocorre entre 8 e 10 m de paleoprodutidude na barreira.

Com relação às fácies, as diferenças mais notáveis referem-se ao predomínio de estratificação cruzada truncada por ondas tipo *swaley* nas fácies correspondentes a face litorânea média e inferior, nas paleoprodutidudes entre 3 e 8 m. Bernard *et al.* (1962 *apud* McCubbin 1992) identificaram nas profundidades equivalentes o predomínio de areias bioturbadas e subsidiariamente estratificação paralela (*parallel stratification*) e estratificação cruzada de baixo ângulo tipo *hummocky* (*low angle hummocky cross-stratification*) nas fácies da face litorânea inferior e de plataforma interna, correspondentes às profundidades entre 1 e 8 m. A observação de amplos afloramentos na barreira paranaense possibilitou identificar que feições aparentando estratificação plano-paralela, são na realidade estratificações cruzadas de muito baixo ângulo (fácies Slb) quando observadas em exposições de vários metros de extensão lateral, correspondendo à parte mais rasa da estratificação cruzada tipo *swaley* (Figuras 2.9 e 2.10). Reineck (1976 *apud* McCubbin 1992) descreve estratificação cruzada *hummocky* de médio porte (*medium-scale hummocky cross-stratification*) na costa Norderney, na Alemanha, a 3,8 m de profundidade, que pode ser considerada equivalente da estratificação cruzada *swaley* descrita na face litorânea média e inferior da barreira paranaense (Figura 2.28). Outro aspecto inédito das fácies da barreira paranaense com estratificação cruzada *swaley* e que elas apresentam uma componente direcional de transporte para a costa (*onshore*), que resultou no acúmulo de sedimentos provenientes da plataforma (Figura 2.29).

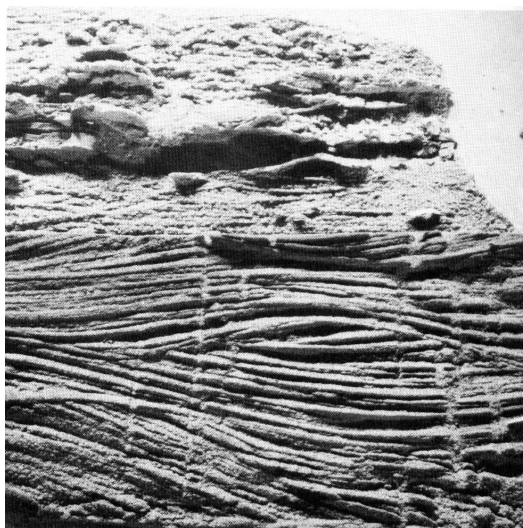


Figura 2.28: Amostra de *boxcore* obtida a 3,8 m de profundidade na face litorânea de Norderney, Alemanha, com estratificação cruzada *hummocky* de média escala (Reineck 1976 *apud* McCubbin 1992).

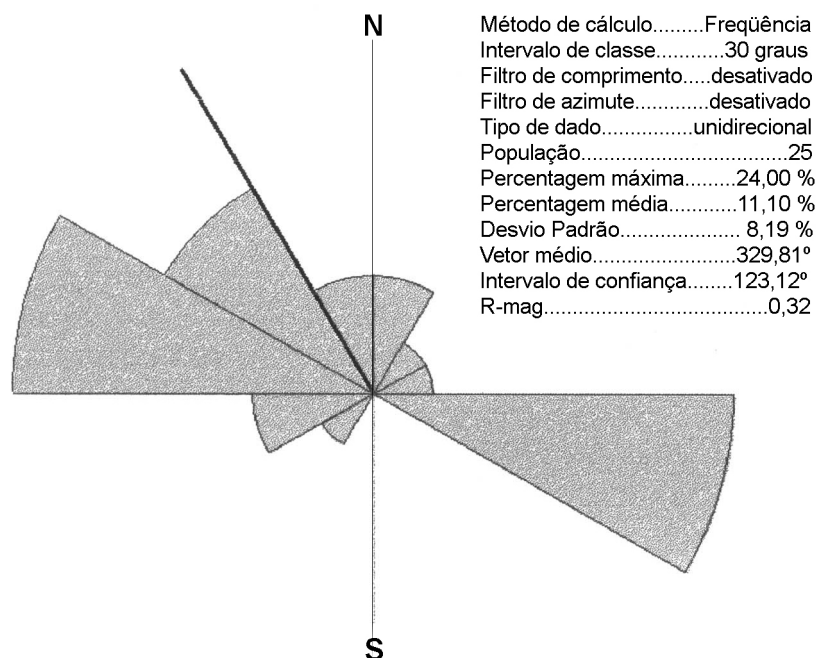


Figura 2.29: Diagrama em rosa das paleocorrentes medidos nas estratificações cruzada *swaley*, mostrando o sentido preferencial do transporte de sedimento para a costa (*onshore*).

Um aspecto notável na descrição da barreira paranaense foi a caracterização detalhada das fácies de praia, principalmente na identificação da fácies correspondente ao pé da praia (*beach step*), caracterizado pela passagem lateral das laminações plano-paralelas para estratificação cruzada de baixo ângulo (Sli), ambas com mergulho para o mar, para estratificações sigmóides no pé da praia (Ssg(b)) (Figura 2.6 e 2.26). Também foi possível a identificação da berma da praia com laminações mergulhando alternativamente para o mar e para o continente, que define o limite entre a face praial (*beach face*) e a pós-praia (*backshore*) (Figuras 2.6 e 2.26).

Outro aspecto referente aos modelos clássicos das barreiras regressivas é que as profundidades são referidas ao nível médio do mar, e não ao paleonível marinho existente durante a construção das barreiras (McCubbin 1992 Reading & Collinson 1996). No caso de Galveston, por exemplo, considerava-se inicialmente que a barreira teria se formado por balanço positivo de sedimentos durante período de mar estável ou de pequena e lenta elevação (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin 1992). Trabalhos

mais recentes, porém, sugerem que o mar teria descido em torno de 2,0 m durante a construção da barreira (Morton *et al.* 2000, Blum *et al.* 2002, Rodriguez *et al.* 2004). Deste modo, seria necessário ajustar as profundidades das fácies às paleoprofundidades, como foi realizado na barreira paranaense, para melhorar a precisão dos modelos.

Em síntese, a barreira regressiva holocênica paranaense representa uma barreira formada sob as seguintes condições paleoambientais: a) descida do nível do mar em torno de 2 ± 1 m; b) média a baixa energia de ondas, decorrente de uma larga plataforma interna; c) com abundante aporte de lama e detritos vegetais provenientes de estuários próximos com vegetação subtropical; d) sob a influência de eventos de alta energia de ondas.

A disposição das associações de fácies permitiu identificar claramente uma seqüência regressiva que progradou sobre superfície de erosão elaborada sobre depósitos pleistocênicos (ver capítulo 3). A espessura da barreira era de aproximadamente 12 m, sendo 2 m acima do paleonível médio do mar e 10 m abaixo deste nível (Figura 2.20). As fácies e associações de fácies formaram-se em ambiente costeiro de média a baixa energia de ondas, com influência de eventos episódicos relacionados a tempestades, estes representados principalmente pelas fácies Ssc e Slb e suas associações com a fácies Sm. Apesar da alta energia de ondas é notável a ocorrência de sedimentos finos e abundantes detritos vegetais nas fácies depositadas entre 6 e 10 m de paleoprofundidade, decorrente do intenso aporte de sedimentos finos vegetais provenientes dos estuários subtropicais que na época de construção da barreira eram maiores que os atuais.

CAPÍTULO 3. INVERSÃO DE IDADES ^{14}C NA BARREIRA REGRESSIVA HOLOCÊNICA DE PRAIA DE LESTE, SUL DO BRASIL

3.1. INTRODUÇÃO

Datações realizadas através do método Carbono 14 (^{14}C) em amostras provenientes de regiões costeiras têm sido largamente utilizadas no Brasil com fins diversos, destacando-se a determinação de paleoníveis marinhos (para uma compilação recente ver Angulo *et al.* 2006), distinção da idade das diversas barreiras (por exemplo, Suguio & Martin 1978a, Martin *et al.* 1979/80, 1988b, 1997, Dominguez *et al.* 1990, Angulo *et al.* 2002), caracterização da evolução paleogeográfica de deltas (por exemplo, Dominguez *et al.* 1981, Martin *et al.* 1983, 1984 e Dominguez & Wanless 1991) e de outras regiões costeiras (por exemplo, Suguio *et al.* 1976, 1985, Suguio & Martin 1978a, Bittencourt *et al.* 1979, 1983, Vilas Boas *et al.* 1979, Martin *et al.* 1979, 1979/80, 1988b, 1996, 1997). As amostras datadas têm natureza diversa tais como, conchas, fragmentos de conchas, corais, algas calcárias, troncos, fragmentos de madeira, detritos vegetais e lamas orgânicas e são provenientes de diversos tipos de sedimentos e ambientes naturais, tais como, sedimentos praias e lagunares, recifes de corais e arenitos de praia (*beach rocks*) e arqueológicos, tais como sambaquis. Diversos autores alertam sobre os problemas que podem ocorrer na interpretação dos resultados das datações relacionados à contaminação (Flexor & Martin 1979 e Angulo & Pessenda 1997) e a materiais transportados (Angulo *et al.* 2002).

Em um setor da barreira regressiva paranaense, no Sul do Brasil, foram determinadas as idades pelo método do ^{14}C de amostras de lama orgânica, detritos vegetais, fragmentos de madeira, conchas e fragmentos de conchas (Figura 3.1). Surpreendentemente, as amostras mais profundas revelaram idades mais jovens que as mais superficiais. O objetivo deste trabalho é propor uma explicação para estes resultados, e alertar sobre os problemas de interpretação dos resultados de datações ^{14}C de amostras de detritos vegetais, lamas orgânicas e de materiais transportados em geral.

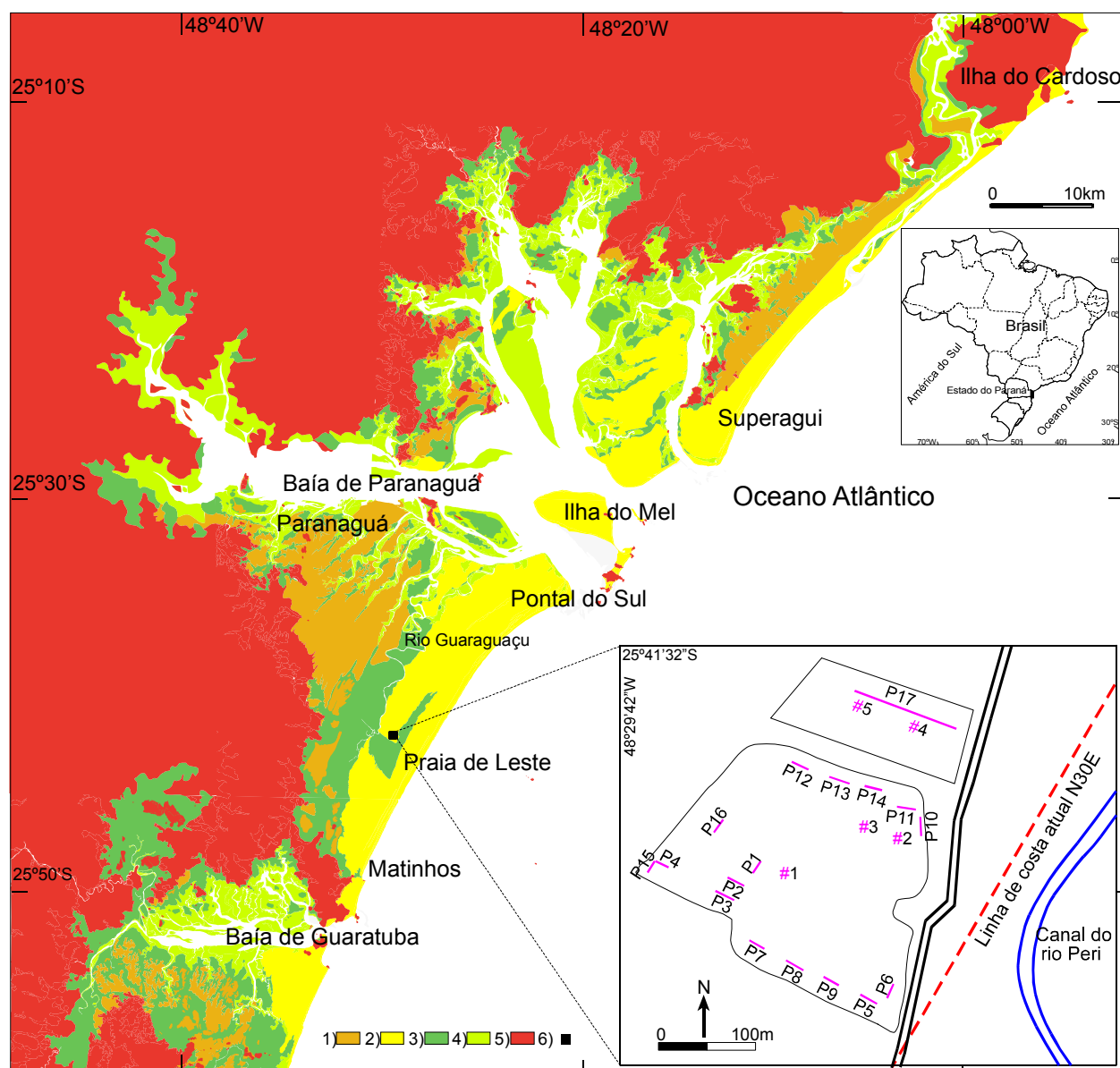


Figura 3.1: Localização da área estudada: 1) barreira pleistocênica, 2) barreira holocênica, 3) sedimentos paleolagunares, 4) planície de maré atual, 5) outras unidades, 6) cavas de extração de areia. Inset com a distribuição dos perfis estratigráficos e das sondagens com vibrotestemunhador nas cavas de extração de areia.

3.2. MATERIAIS E MÉTODOS

Na barreira regressiva paranaense, próxima ao balneário de Praia de Leste (Figura 3.1), foram realizados levantamentos de perfis estratigráficos a partir de descrições de afloramentos e testemunhos de sondagem de vibrotestemunhador. Nos perfis e nas sondagens foram obtidas 22 amostras nas quais foram determinadas as idades pelo método do ^{14}C , sendo 19 pelo método convencional no Laboratório de ^{14}C

do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo e três pelo método AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*) nos *Geochron Laboratories* da *Krueger Enterprises Inc.*, Cambridge, Massachusetts, Estados Unidos. As amostras datadas correspondem a conchas de espécimes adultas e juvenis, fragmentos de conchas diversas, detritos vegetais, fragmentos de madeira e lama orgânica. Os resultados das datações ^{14}C foram calibrados com o auxílio do programa *Calib Radiocarbon Calibration* versão 5.0 desenvolvido por Stuiver & Reimer (1986), e corrigidas pelo ΔR de 8 ± 17 anos definido por Angulo *et al.* (2005b) para a Região Sul do Brasil. Deste modo, foram obtidas idades ^{14}C calibradas (cal.), ou seja, amostras sem o efeito reservatório ocasionado pela contaminação de carbono marinho mais antigo. As amostras com idades superiores a 30.000 anos A.P. não foram calibradas por estarem além do alcance do método.

3.3. RESULTADOS

Os resultados das 22 datações das amostras forneceram idades ^{14}C que podem ser agrupadas em dois tipos: idades do Pleistoceno, entre 37.500 ± 2.900 e 30.900 ± 900 anos ^{14}C antes do presente (A.P.) (Tabela 3.1), e idades do Holoceno, entre 8.542-8.279 e 2.987-2.751 anos ^{14}C cal. A.P. (Tabela 3.2).

Tabela 3.1: Resultados das datações ^{14}C de amostras provenientes do substrato da barreira holocênica paranaense, próximo a Praia de Leste.

| Local | Profundidade ⁽¹⁾ | Referência laboratório ⁽²⁾ | Idade ^{14}C anos A.P. Convencional ⁽³⁾ | $\delta^{13}\text{C}$ | Natureza da amostra |
|-------|-----------------------------|---------------------------------------|---|-----------------------|--|
| #05 | 8,2 a 8,0 | CENA-475 | 30.900 ± 900 | -22,30 | lama orgânica |
| #04 | 8,8 a 8,7 | CENA-476 | 30.400 ± 700 | -25,00 | lama orgânica |
| #02 | 9,8 a 9,7 | CENA-369 | 37.500 ± 2.900 | -25,70 | lama orgânica |
| #01 | 10,1 a 9,9 | CENA-368 | 33.900 ± 900 | -26,00 | lama orgânica, detritos vegetais e fragmentos de conchas |

Observações: ⁽¹⁾ em relação ao nível médio atual do mar; ⁽²⁾ CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura; ⁽³⁾ corrigidas pelo $\delta^{13}\text{C}$

Tabela 3.2: Resultados das datações ^{14}C de amostras provenientes da barreira holocênica paranaense, próximo a Praia de Leste.

| Local | Profundidade (m) ⁽¹⁾ | Paleo-profundidade (m) ⁽²⁾ | Referência laboratório ⁽³⁾ | Idade ^{14}C anos A.P. ⁽⁵⁾ | Idade ^{14}C cal. anos A.P. ⁽⁶⁾ | $\delta^{13}\text{C}$ | Natureza da Amostra |
|-------|---------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--|---|-----------------------|--|
| P15 | 0,7 a 0,3 | 2,7 a 2,3 | CENA-364 | 2750 \pm 60 | 2987-2751 | -26,80 | fragmento de madeira (tronco) |
| P15 | 1,2 a 1,1 | 3,2 a 3,1 | CENA-365 | 6750 \pm 90 | 7783-7439 | -27,60 | detritos vegetais |
| P16 | 1,3 a 0,7 | 3,3 a 2,7 | CENA-370 | 3380 \pm 60 | 3825-3469 | -28,60 | detritos vegetais |
| P06 | 2,2 a 2,0 | 4,2 a 4,0 | CENA-358 | 6860 \pm 80 | 7918-7574 | -27,50 | detritos vegetais |
| P15 | 2,8 a 2,7 | 4,8 a 4,7 | CENA-380 | 3770 \pm 70 | 3887-3497 | +1,10 | conchas diversas (adultos e juvenis) ⁽⁷⁾ |
| P10 | 2,8 a 2,7 | 4,8 a 4,7 | CENA-301 | 6090 \pm 80 | 7168-6748 | -20,05 | detritos vegetais |
| P13 | 2,9 a 2,4 | 4,9 a 4,4 | CENA-362 | 7580 \pm 80 | 8542-8279 | -27,90 | detritos vegetais |
| P13 | 2,9 a 2,4 | 4,9 a 4,4 | CENA-363 | 7470 \pm 80 | 8418-8056 | -27,50 | detritos vegetais |
| P15 | 3,3 a 2,8 | 5,3 a 4,8 | GX-29115 ⁽⁴⁾ | 4540 \pm 40 | 5317-5047 | -25,60 | detritos vegetais |
| P17 | 3,5 a 3,1 | 5,5 a 5,1 | CENA-432 | 5160 \pm 70 | 6177-5733 | -28,70 | fragmentos de madeira |
| P09 | 3,5 a 3,4 | 5,5 a 5,4 | CENA-360 | 6410 \pm 80 | 7459-7170 | -28,00 | detritos vegetais |
| P15 | 4,4 a 3,8 | 6,4 a 5-8 | CENA-366 | 3810 \pm 70 | 3945-3558 | +0,50 | conchas de <i>Anomalocardia brasiliensis</i> |
| P01 | 4,4 a 4,3 | 6,4 a 6,3 | CENA-300 | 3960 \pm 80 | 4174-3703 | +0,99 | concha de <i>Tivela foresti</i> com perióstraco |
| P01 | 5,0 a 3,8 | 7,0 a 5,8 | CENA-385 | 3240 \pm 70 | 3254-2848 | -0,40 | concha de <i>Amiantis purpuratus</i> |
| P17 | 6,2 a 4,5 | 8,2 a 6,5 | CENA-473 | 3360 \pm 70 | 3378-2998 | -0,90 | concha de <i>Tivela foresti</i> e fragmentos de conchas ⁽⁷⁾ |
| #04 | 7,5 a 7,3 | 9,5 a 9,3 | GX-30703 ⁽⁴⁾ | 4100 \pm 40 | 4280-3982 | -0,1 | fragmentos de conchas <i>Strigilla</i> sp. |
| #04 | 7,9 a 7,8 | 9,9 a 9,8 | CENA-499 | 6150 \pm 80 | 7251-6804 | -25,3 | Lama orgânica |
| #04 | 8,3 a 8,1 | 10,3 a 10,1 | GX-30704 ⁽⁴⁾ | 4190 \pm 40 | 4402-4135 | -2,8 | fragmentos de conchas <i>Tellina</i> sp. |

Observações: ⁽¹⁾ em relação ao nível médio atual do mar; ⁽²⁾ considerando um paleonível de 2,0 m acima do nível médio do mar atual (Angulo et al. 2006); ⁽³⁾ CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, GX - Laboratórios Geochron; ⁽⁴⁾ datação pelo método AMS; ⁽⁵⁾ corrigidas pelo $\delta^{13}\text{C}$; ⁽⁶⁾ idade calibrada; ⁽⁷⁾ Inclui conchas inteiras de adultos e juvenis de *Divaricella quadrisulcata*, *Tivela isabelleana* e *Tivela fulminata* e fragmentos de *Anadara* sp, *Tivela* sp, *Chione* sp ou *Anomalocardia brasiliensis*, *Divaricella quadrisulcata*, Ostreidae, Echinodermata (provavelmente *Mellita quinquesperforata*).

As amostras que forneceram idades entre 37.500 ± 2.900 e 30.900 ± 900 anos ^{14}C A.P. foram obtidas a profundidades entre 8 e 10 m, em fácies compostas pela interestratificação de lamas e areias muito fina a fina, resultando em acamamento ondulado (wavy) e fácies de lamas com acamamento *linsen* bioturbadas, que foram interpretadas como formadas em ambiente lagunar (Angulo et al. em prep., figura 3.2).

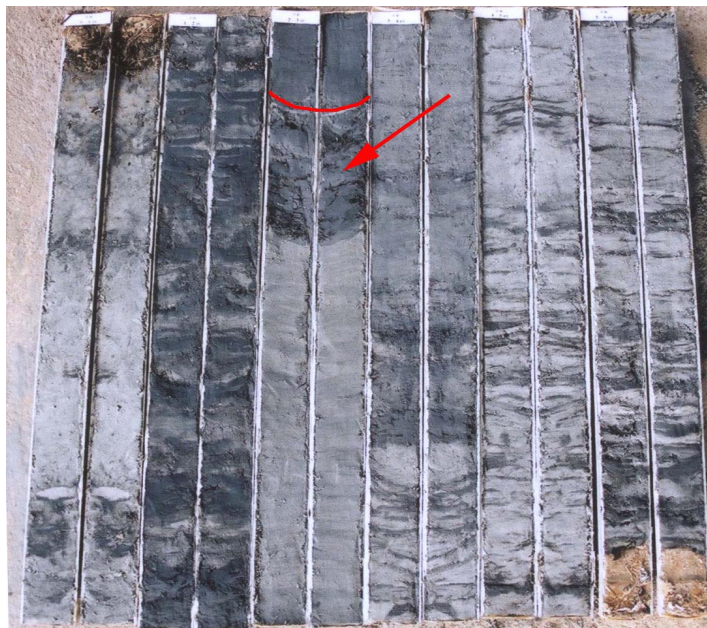


Figura 3.2 : Fácies de lama orgânica (seta) cuja datação forneceu idade de 30.900 ± 900 (CENA-475). A linha vermelha indica o limite entre sedimentos de idade holocênica e pleistocênica. (sondagem #5 – figura 3.1).

Já, as amostras que forneceram idades do Holoceno podem ser agrupadas em dois tipos principais: (a) as amostras compostas por conchas e fragmentos de conchas de moluscos (sete amostras) e por um fragmento de tronco sem sinais de abrasão (uma amostra), que forneceram idades entre 2.987-2.751 e 4.402-4.135 anos ^{14}C cal. A.P., e (b) as compostas por detritos vegetais (oito amostras), fragmentos de madeira com sinais de abrasão (uma amostra) e a lama orgânica (uma amostra), que forneceram idades entre 8.542-8.279 e 3.825-3.469 anos ^{14}C cal. A.P. (Tabela 3.2). Na distribuição das idades nos perfis e sondagens observa-se que as amostras do primeiro grupo, que forneceram idades menores, localizam-se a profundidades maiores que as amostras do segundo grupo, que forneceram idades maiores, caracterizando inversões de idades (Figura 3.3). Isto é mais evidente nos locais de maior densidade de amostras datadas, como, por exemplo, no perfil 15, onde as amostras de conchas indicaram idades menores que as amostras de detritos vegetais localizadas acima delas, sendo que as duas amostras de detritos vegetais também apresentavam idades invertidas quando comparadas entre si (Figura 3.3). Outras inversões semelhantes entre idades de amostras de conchas e de detritos vegetais foram observadas na sondagem #4 e na comparação das idades do perfil 13 com as da sondagem #5 (Figura 3.3).

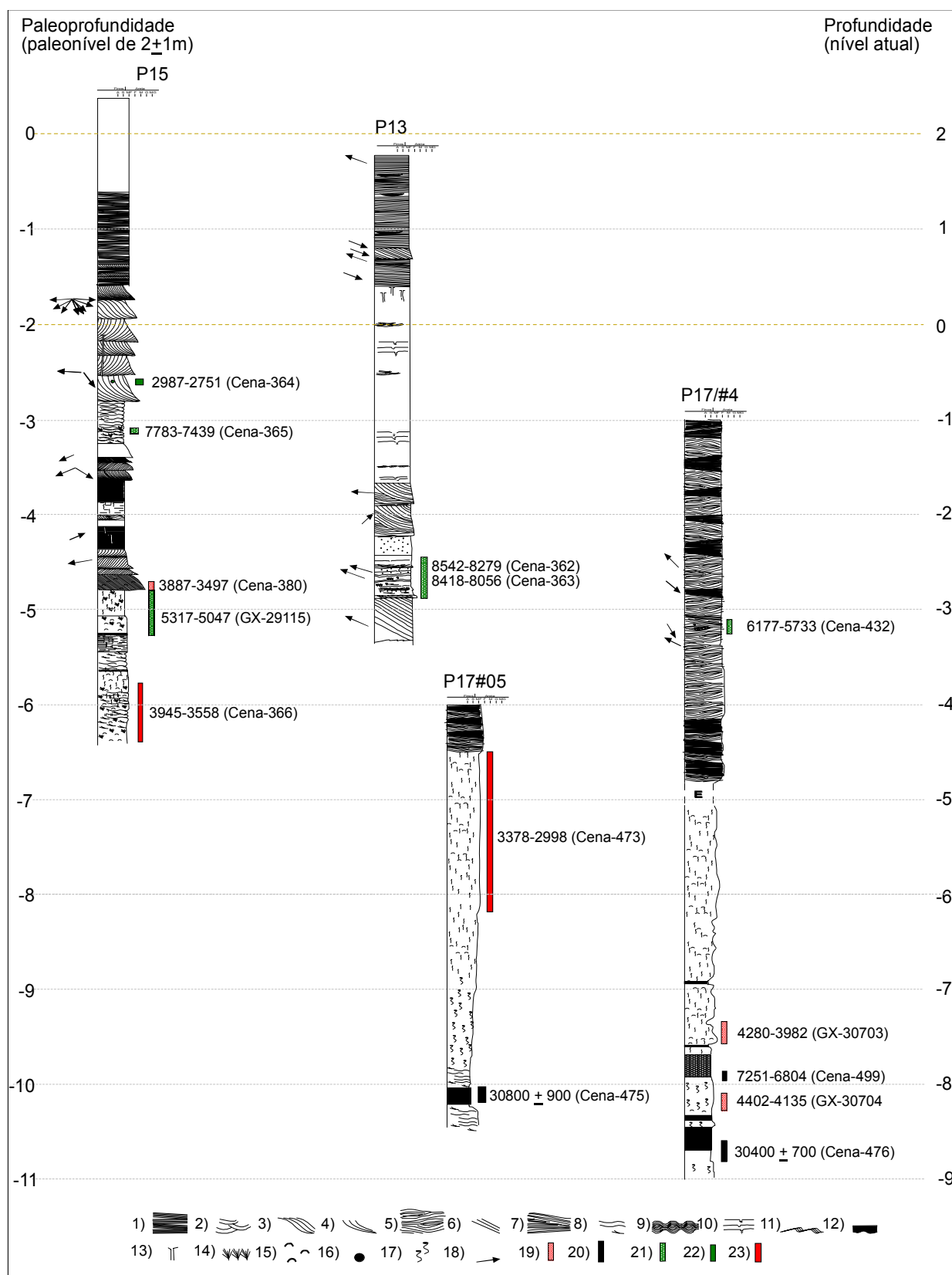


Figura 3.3: Distribuição das amostras datadas nos perfis e nas sondagens com vibrotestemunhador na barreira regressiva holocênica paranaense, próxima a Praia de Leste, sul do Brasil. 1) estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Sli), 2) estratificação cruzada

acanalada (fácies St), 3) estratificação cruzada sigmóide (fácies Ssg), 4) estratificação cruzada tangencial na base (fácies Stb), 5) estratificação cruzada swaley (fácies Ssc), 6) estratificação cruzada planar (fácies Sp), 7) estratificação cruzada de muito baixo ângulo (fácies Slb), 8) ondulações e laminações cruzadas simétricas e laminação flaser (fácies Sr, Hw(s) e Sf), 9) estratificação cruzada truncada por onda *Hummocky* (fácies Chc), 10) lâminas com estruturas de escape, 11) climbing, 12) drapes de lama, 13) tubos *Ophiomorpha* atribuídos a *Callichirus* Major, 14) detritos vegetais, 15) conchas e fragmentos de conchas, 16) fragmentos de tronco, 17) bioturbações, 18) direção de paleocorrentes, 19) datação de fragmentos de conchas, 20) datação de lama, 21) datação de detritos vegetais, 22) datação de fragmentos de tronco, 23) datação de conchas (Localização ver inset figura 3.1).

Dentre as amostras de conchas, duas delas eram compostas por conchas de exemplares de *Tivela foresti* (4.184-3.703 anos ^{14}C cal. A.P., CENA-300) e de *Amiantis purpuratus* (3.254-2.848 anos ^{14}C cal. A.P., CENA-385) e apresentavam as duas valvas articuladas e o perióstraco preservado indicando que morreram enterradas ou sofreram pouco transporte e foram rapidamente soterradas (Figura 3.4). Outra amostra era composta por conchas diversas (3.887-3.497 anos ^{14}C cal. A.P., CENA-380), e incluía exemplares de espécimes adultos e juvenis muito frágeis, sem sinais de abrasão e algumas conchas articuladas, indicando pouco ou nenhum transporte, e uma era constituída por um fragmento de tronco com o córtex preservado (2.987-2.751 anos ^{14}C cal. A.P., CENA-364), que também não apresentava evidências de desgaste (Figura 3.5). Por outro lado, os detritos vegetais e, sobretudo, os fragmentos de madeira, das amostras do segundo grupo, apresentavam evidências de desgaste e arredondamento, indicando intenso transporte (Figura 3.6).



Figura 3.4: Exemplar de *Amiantis purpuratus* com as valvas articuladas e preservação do perióstraco cuja datação forneceu idade de 3254-2848 anos ^{14}C cal. A.P. (CENA-385). A deterioração parcial do perióstraco que se observa na fotografia ocorreu após a obtenção da amostra. (perfil 01 – figura 3.1).



Figura 3.5: Tronco com o córtex preservado, sem sinais de desgaste cuja datação forneceu idade entre 2987-2751 anos ^{14}C cal. A.P (CENA-364). (perfil 15 – figura 3.1).



Figura 3.6: Fragmentos de madeira com desgaste e arredondamento cuja datação forneceu idade entre 6177-5733 anos ^{14}C cal. A.P. (CENA-432). (perfil 17 – figura 3.1).

3.4. DISCUSSÃO

Segundo as curvas de variação eustática do nível do mar mundial, entre 30.000 e 40.000 anos A.P., o nível do mar estava entre 50 e 100 m abaixo do nível atual (Pirazzolli 1996, figura 3.7). Deste modo, é pouco provável que idades equivalentes obtidas em sedimentos costeiros depositados quando o nível do mar era semelhante

ou superior ao atual, correspondam às idades dos depósitos. A idade de construção dos terraços costeiros que formam as planícies costeiras deveria corresponder aos períodos interglaciais, quando o mar tinha elevação próxima ou superior à atual. O último período de mar alto no Pleistoceno ocorreu há aproximadamente 120.000 anos A.P. durante o último interglacial (Pirazzoli 1996, figura 3.7). No Brasil, os terraços correspondentes a este período são amplamente distribuídos e foram datados por Martin *et al.* (1982) pelo método $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ em fragmentos de corais do gênero *Siderastrea*, encontrados na base destes terraços costeiros no sul da Bahia, que forneceram idades entre 122.000 e 142.000 anos A.P.. Ademais, diversas datações ^{14}C de terraços costeiros forneceram idades além do alcance do método; isto é, superiores a 30.000, 35.000 ou 40.000 anos A.P. dependendo da precisão do laboratório, e, portanto, compatíveis com a idade de 120.000 anos determinada no sul da Bahia (Suguio *et al.* 1980, Martin & Suguio 1989, Martin *et al.* 1979/80, 1996, 1997, Angulo *et al.* 2002). Por outro lado, idades superiores a 30.000 anos A.P. obtidas pelo método do ^{14}C não seriam confiáveis, pois estão próximas do limite de detecção do método (Martin *et al.* 1982). Nestes casos pequena contaminação por ^{14}C mais moderno, origina grande mudança da idade. Assim, os sedimentos contendo estas amostras correspondem provavelmente à barreira de 120.000 anos A.P. que constitui o substrato sobre o qual a barreira holocênica migrou (ver capítulo 4).

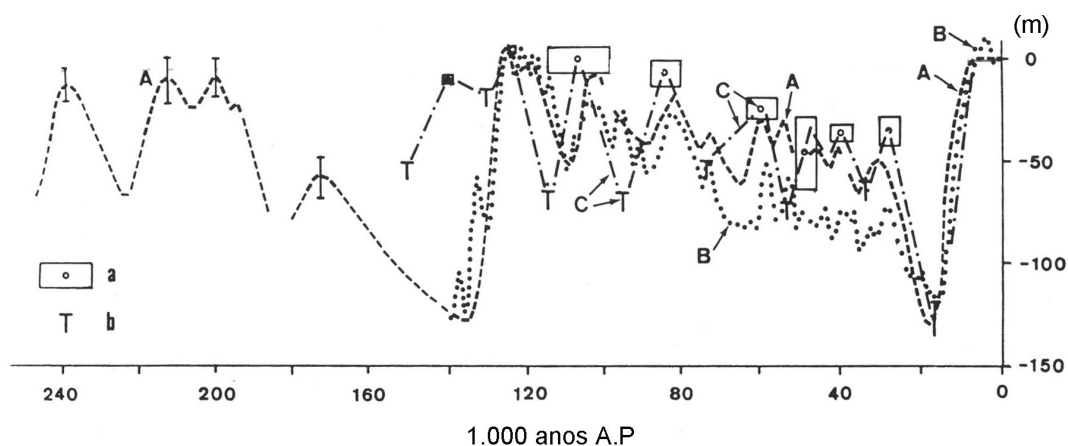


Figura 3.7: Curvas de variação eustática do nível do mar para os últimos 250.000 anos A.P. segundo (A) Chappell & Shackleton (1986), (B) Shackleton (1987) e (C) Bloom & Yonekura (1990). Os retângulos indicam prováveis erros de idade e altura dos níveis máximo (a) e mínimo (b) da curva C, e as barras verticais os limites de incerteza da altura da curva A (Pirazzoli 1996).

No Paraná, durante a transgressão pós-glacial o nível do mar teria alcançado nível semelhante ao atual entre 8.000 e 7.000 anos A.P., alcançando valor máximo de cerca de $3,5 \pm 1,0$ m entre 7.000 e 5.000 anos A.P., para posteriormente descer até o seu nível atual (Angulo et al. 2006, figura 3.8). As idades fornecidas pelas amostras de conchas e pelo fragmento de tronco, ambos sem sinais evidentes de transporte, indicariam a idade da barreira regressiva na área estudada, que seria de 4.402-4.135 anos ^{14}C cal. A.P. na base (GX-30704, sondagem #4) e de 2.987-2.751 anos ^{14}C cal. A.P. próxima ao topo (CENA-364, perfil 15) que coincidiria com o período de descida do nível do mar posterior ao máximo holocênico (Figuras 3.3 e 3.8).

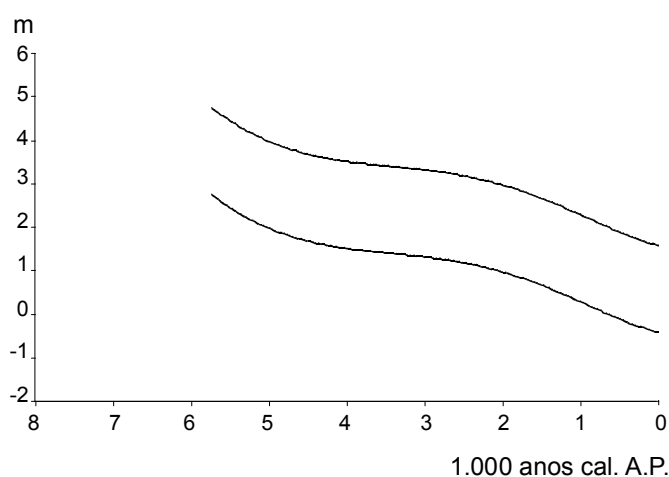


Figura 3.8: Curvas mínima e máxima de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral leste do Brasil, proposta por Angulo et al. 2006.

As espécies de moluscos que compõem as amostras datadas e outras amostras obtidas na barreira regressiva holocênica são indicadoras de ambiente marinho raso (Sousa *et al.* 1999, Disaró *et al.* em prep.), coincidindo com a interpretação das fácies da barreira (ver capítulo 2). Segundo Sousa *et al.* (2000) os foraminíferos e ostracodes contidos nas amostras da barreira, também caracterizariam um ambiente costeiro raso de alta energia, estes autores ressaltam que as espécies estuarinas encontradas na associação teriam sido transportadas desde o interior dos paleoestuários.

Os detritos vegetais correspondem a tecido lenhoso de plantas vasculares de origem continental e devem, portanto, ter sido transportados até a plataforma, da mesma forma que as espécies estuarinas de foraminíferos e ostracodes. A

comparação das idades dos detritos vegetais e dos fragmentos de madeira com as idades das conchas e com a fácies nas quais estão contidos indicam que a deposição dos detritos vegetais e dos fragmentos de madeira ocorreu centenas a milhares de anos após a morte dos vegetais que lhe deram origem. Os detritos vegetais ocorrem geralmente associados às lâminas de estratificação cruzada *swaley* e como preenchimento de escavações. As estratificações cruzadas *swaley* foram interpretadas como produto de fluxos oscilatórios com importante componente trativa unidirecional, cujo sentido preferencial de transporte é para NW, isto é, em direção aproximadamente ortogonal a paleolinha de costa, associados a ação de ondas de tempestade (Figuras 3.9 e 3.10).

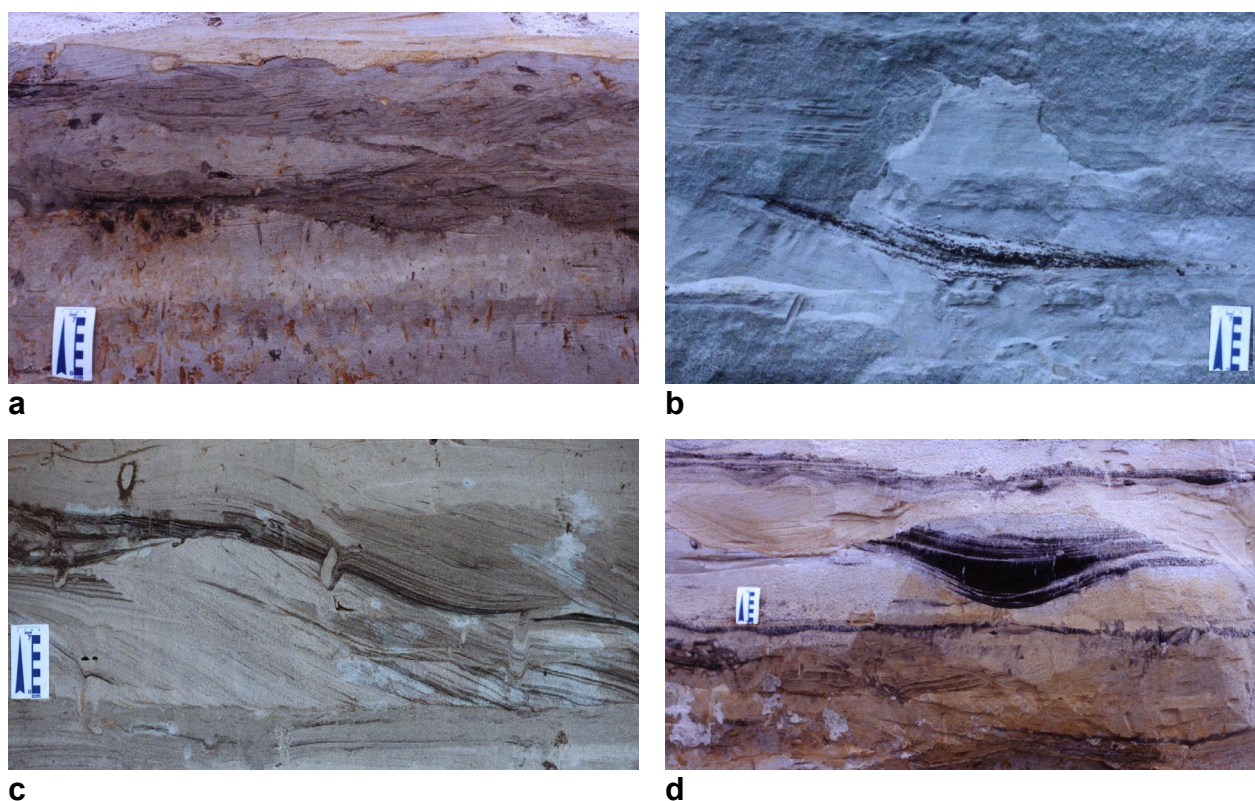


Figura 3.9: Fácies com estratificação cruzada *swaley* e de preenchimento de escavação em ambiente de face litorânea média, com concentração de detritos vegetais. **a** e **d**) perfil 17, **b**) perfil 15, **c**) perfil 5 – inset figura 3.1.

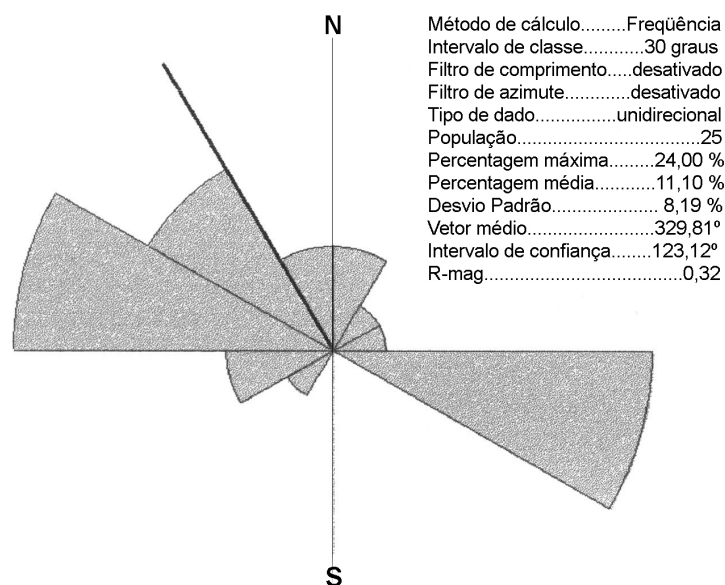


Figura 3.10: Diagrama em rosa das paleocorrentes medidas nas estratificações cruzadas *swaley*, mostrando o sentido preferencial do aporte sedimentar para a costa (*onshore*).

3.5. CONCLUSÃO

As inversões de idades ^{14}C observadas na barreira holocênica paranaense são decorrentes da datação de materiais de origem diversa, desde conchas articuladas até fragmentos de madeira com evidências de longo transporte.

A idade da barreira regressiva na área estudada, obtida a partir de amostras com pouco ou nenhum transporte, seria de 4.402-4.135 anos ^{14}C cal. A.P. próximo da base e 2.987-2.751 anos ^{14}C cal. A.P. próximo ao topo, e estaria sobre um substrato pleistocênico, provavelmente, com idade de 120.000 anos A.P.

Os detritos vegetais, fragmentos de madeira e matéria orgânica das lamas foram depositados centenas a milhares de anos após a morte dos organismos que os originaram. As datações destes e outros materiais transportados têm sido freqüentemente utilizados para caracterizar as idades, os ambientes deposicionais e determinar paleoníveis marinhos. Contudo, deve-se lembrar que materiais transportados, em geral, indicariam apenas idades mínimas e que podem ter sido depositados em ambientes muito distintos dos que lhe deram origem.

Considerando as fácies da barreira regressiva holocênica (ver capítulo 2), seu conteúdo fóssilífero e as variações do nível relativo do mar no Holoceno, pode-se

concluir que os detritos vegetais de origem continental alcançaram a plataforma interna, quando o mar possuía níveis semelhantes ou superiores ao atual entre 8.000 e 5.000 anos A.P. (Figura 3.8). O transporte provavelmente deu-se através dos complexos estuarinos de Paranaguá e Guaratuba, que durante o máximo de elevação do nível do mar no Holoceno tinham provavelmente maior extensão que no presente (Figura 3.1). O transporte pode ter-se processado por correntes de maré vazante, sendo depositados na plataforma interna além do limite de ação de ondas de tempestade durante o período de nível de mar alto. Com a descida progressiva do nível do mar, os detritos vegetais, depositados além do alcance das ondas, começaram a ser retrabalhados por ondas de tempestade e carregados em direção ao continente até atingirem a face litorânea inferior e média, como sugerem as fácies nas quais foram depositados e as paleocorrentes medidas em tais fácies, que indicam direções preferenciais dirigidas para o continente (Figuras 3.9 e 3.10).

Inversões de idades ocasionadas pela datação de materiais transportados têm sido detectadas em outras partes do mundo. Trabalhos recentes na região do Golfo do México, Estados Unidos, descrevem a ocorrência destas inversões e as interpretam como resultantes de uma componente de transporte em direção a costa (*onshore*) durante a construção das barreiras (Stapor & Stone 2004, Otvos 2005).

CAPÍTULO 4. EVOLUÇÃO DAS BARREIRAS HOLOCÊNICAS PARANAENSES, SUL DO BRASIL

4.1. INTRODUÇÃO

As barreiras litorâneas estão entre os tipos de costa mais distribuídos no planeta. Na costa leste brasileira, entre os estados do Rio Grande do Norte e do Rio Grande do Sul, as barreiras constituem o tipo de costa de maior distribuição (Figura 4.1). As barreiras apresentam-se com características diversificadas, desde múltiplos sistemas barreira-laguna como nas costas gaúcha, sul catarinense e fluminense, podendo alcançar 80 km de largura como no Rio Grande do Sul (Figura 4.2); até planícies costeiras com cordões litorâneos (*strandplains*) distribuídos ao longo de quase toda a costa leste, com largura desde poucas centenas de metros até dezenas de quilômetros, como é o caso da costa paranaense (Figura 4.3). Também, podem ser consideradas costas com barreiras, as planícies com cordões litorâneos que fazem parte dos deltas dominados por ondas dos rios São Francisco, Jequitinhonha Doce e Paraíba do Sul (Figura 4.4). Apesar dos numerosos trabalhos sobre características sedimentológicas, morfologia, cronologia e evolução das barreiras do litoral leste brasileiro, os modelos evolutivos e as reconstruções paleogeográficas são ainda incompletos, apresentando lacunas e contradições. Isto se deve, em parte, à dificuldade de encontrar boas exposições dos depósitos sedimentares. Os afloramentos restringem-se, geralmente, à parte superior das barreiras, sendo a parte média e inferior apenas acessível por sondagens ou métodos geofísicos. Contribuem também para isso a escassez de estudos de casos detalhados, a baixa densidade de dados cronológicos e o escasso conhecimento dos parâmetros que definem a evolução das barreiras, tais como taxas de variação do nível do mar e balanço de sedimentos, tanto nos ambientes atuais como pretéritos.

Na planície costeira paranaense, a existência de cavas para extração de areia permitiu a exposição vertical e lateral das fácies, o que possibilitou a descrição detalhada em afloramento da maior parte do perfil dos depósitos da barreira regressiva holocênica e a obtenção, a partir do fundo da cava, de testemunhos de sondagem que atingiram o substrato pleistocênico sobre o qual a barreira se depositou (Figura 4.1).

O objetivo do trabalho é propor um novo modelo evolutivo para as barreiras do litoral paranaense, contribuindo assim para melhor compreensão das barreiras regressivas da costa leste brasileira, e para o aprimoramento do conhecimento dos processos formadores das barreiras.



Figura 4.1: Mapa de localização dos estados da costa leste brasileira, e da área estudada (em vermelho).

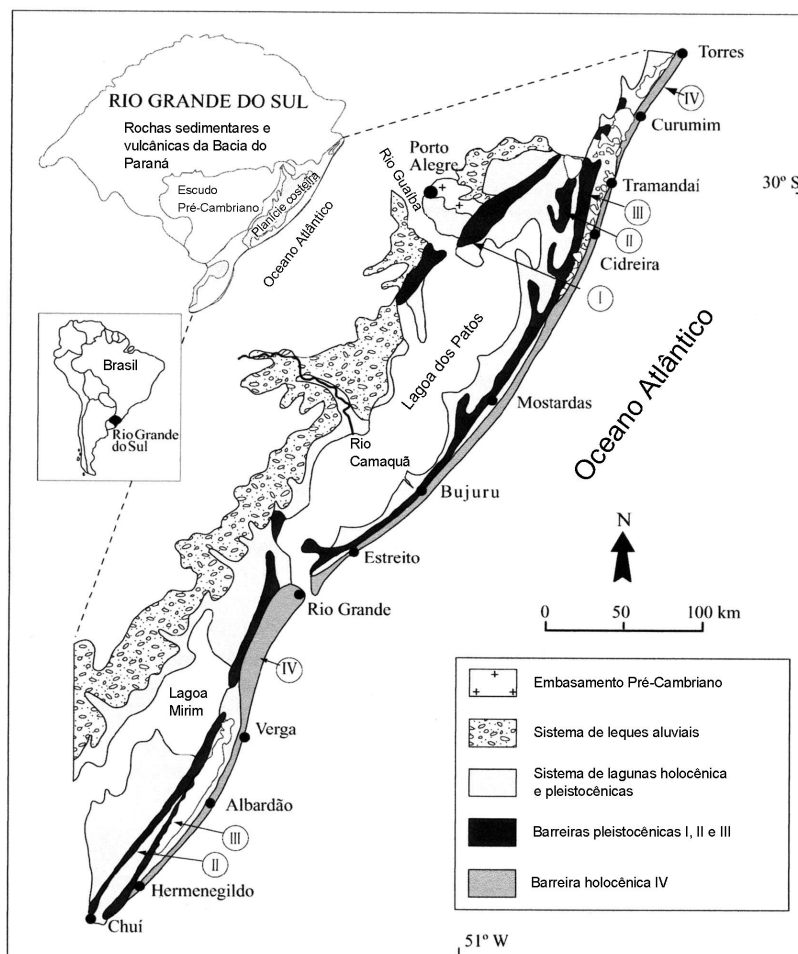


Figura 4.2: Sistemas de barreira-laguna da costa do Rio Grande do Sul (modificado de Dillenburg *et al.* 2003 – localização ver figura 4.1).

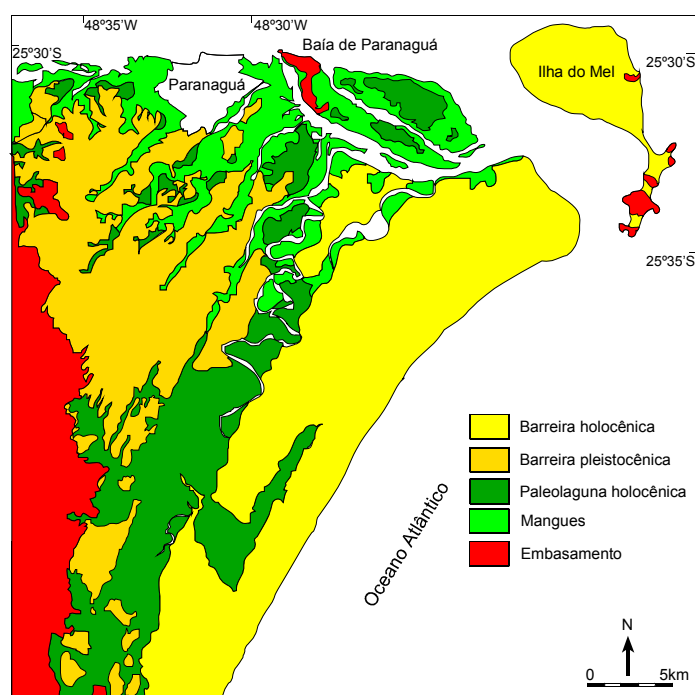


Figura 4.3: Planície costeira com cordões litorâneos (*strandplains*) litoral centro-sul paranaense (modificado de Angulo, 1992, 2004 – localização figura 4.1).

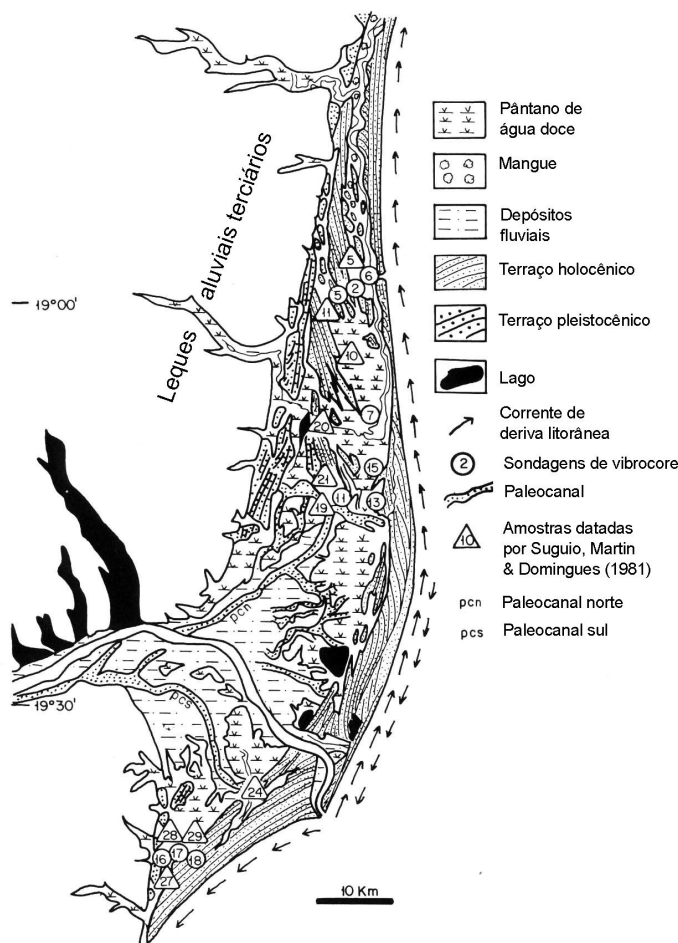


Figura 4.4: Planícies com cordões litorâneos do delta do Rio Doce (modificado de Dominguez & Wanless 1991 – localização ver figura 4.1).

4. 2. MODELOS EXISTENTES PARA EXPLICAR A EVOLUÇÃO DE BARREIRAS

Para tentar compreender a evolução das barreiras costeiras e fazer previsões de mudanças a médio e longo prazos, diversos modelos evolutivos têm sido propostos nas últimas cinco décadas. Os primeiros modelos evolutivos foram propostos para costas com nível do mar em ascensão com base na estratigrafia de costas transgressivas atuais. Porém, como no registro sedimentar é pouco comum a preservação de depósitos de barreiras transgressivas, a comprovação destes modelos evolutivos tem-se baseado nos resultados de modelos numéricos (Cowell & Roy 1988, Cowell *et al.* 1991, 1995). Geralmente, os depósitos que têm melhores condições de preservação, quando não expostos à erosão subárea, são os progradacionais, normalmente associados a períodos regressivos (Field & Tricardi 1991, Isla 1998).

Segundo Davis & Clifton (1987), nos sistemas com o nível do mar em ascensão, o potencial de preservação está diretamente relacionado à velocidade de subida do nível relativo do mar, sendo maior quando a subida for rápida e menor ou nulo quando a subida for lenta. Dentre os modelos evolutivos existentes pode-se citar o de Nayarit na costa pacífica do México (Curry *et al.* 1969), o da ilha de Galveston no Golfo do México (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin 1992) e o da ilha Caladesi, na costa oeste da Flórida (Hayes *et al.* 1974), considerados como modelos de costas progradantes, com nível do mar estável ou com pequena ascensão (Figura 4.5). Modelos progradacionais com nível do mar em queda também foram propostos, para as áreas de Tuncurry no sudeste australiano (Roy *et al.* 1994), de Bucasia na costa nordeste australiana (Masselink & Lessa 1995) e de Caleta Valdés no sul da Argentina (Fasano *et al.* 1984, Isla 1998) (Figura 4.6).

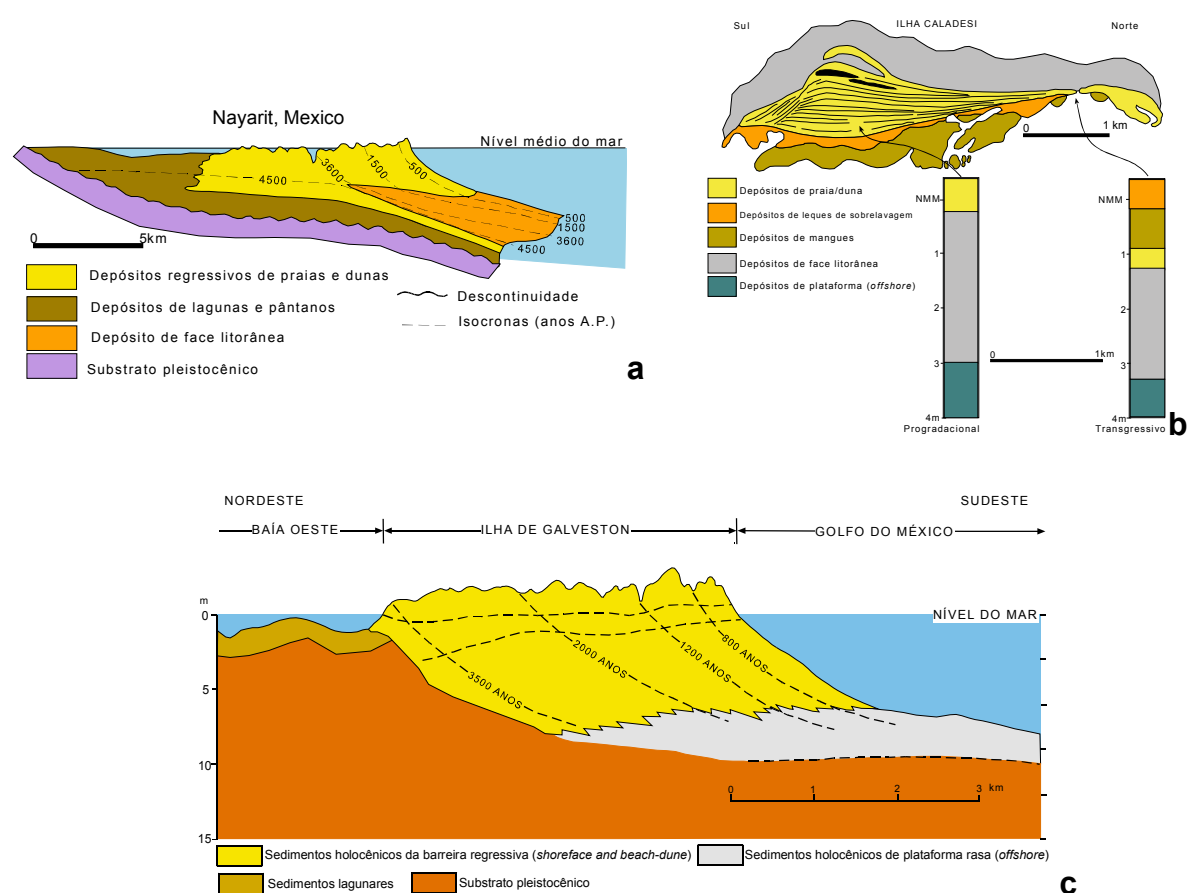


Figura 4.5: Modelos de costas progradantes, com nível do mar estável ou com pequena ascensão: a) Nayarit na costa pacífica do México (Curry *et al.* 1969), b) ilha Caladesi, na costa

oeste da Flórida (Hayes *et al.* 1974) e c) ilha de Galveston no Golfo do México (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin 1992).

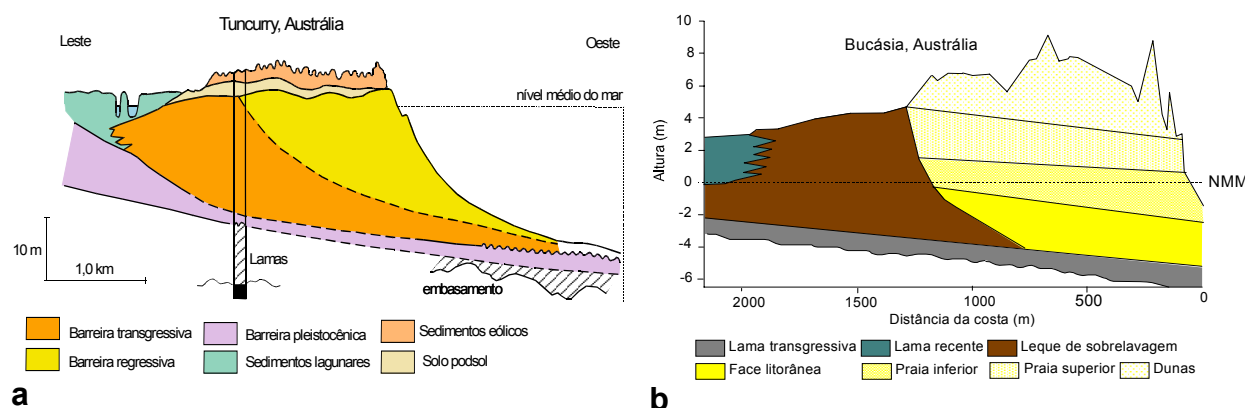


Figura 4.6: Modelos evolutivos progradacionais com nível do mar em queda: a) Tuncurry, sudeste australiano (Roy *et al.* 1994), b) Bucasia costa nordeste australiana (Masselink & Lessa 1995).

Uma proposta de classificação muito interessante, que apresenta uma síntese dos modelos evolutivos de barreiras, foi apresentada por Roy *et al.* (1994). Segundo estes autores, a configuração das barreiras é resultante da interação das taxas de variação do nível relativo do mar, do balanço de sedimentos e do espaço de acomodação. Utilizando com exemplo a costa sudeste da Austrália, reconheceram três tipos básicos de depósitos costeiros: a) transgressivos, b) regressivos e c) estacionários (Figura 4.7). Estes autores ainda subdividem os depósitos transgressivos em dois subtipos, os de barreiras transgressivas (*transgressive barrier*) e os de lençol arenoso transgressivo (*transgressive sand sheet*), e os estacionários em sete subtipos: os de barreiras de dunas transgressivas (*transgressive dune barrier*), de barreira progradante ou planície costeira com cordões litorâneos (*prograded barrier or strandplain*), de barreira estacionária (*stationary barrier*), de esporões (*headland spit*), de barreira retrogradante (*receded barrier*), de praia anexada (*mainland beach*) e os de barras arenosas plataformais próximas ao costão (*headland-attached shelf sand body*).

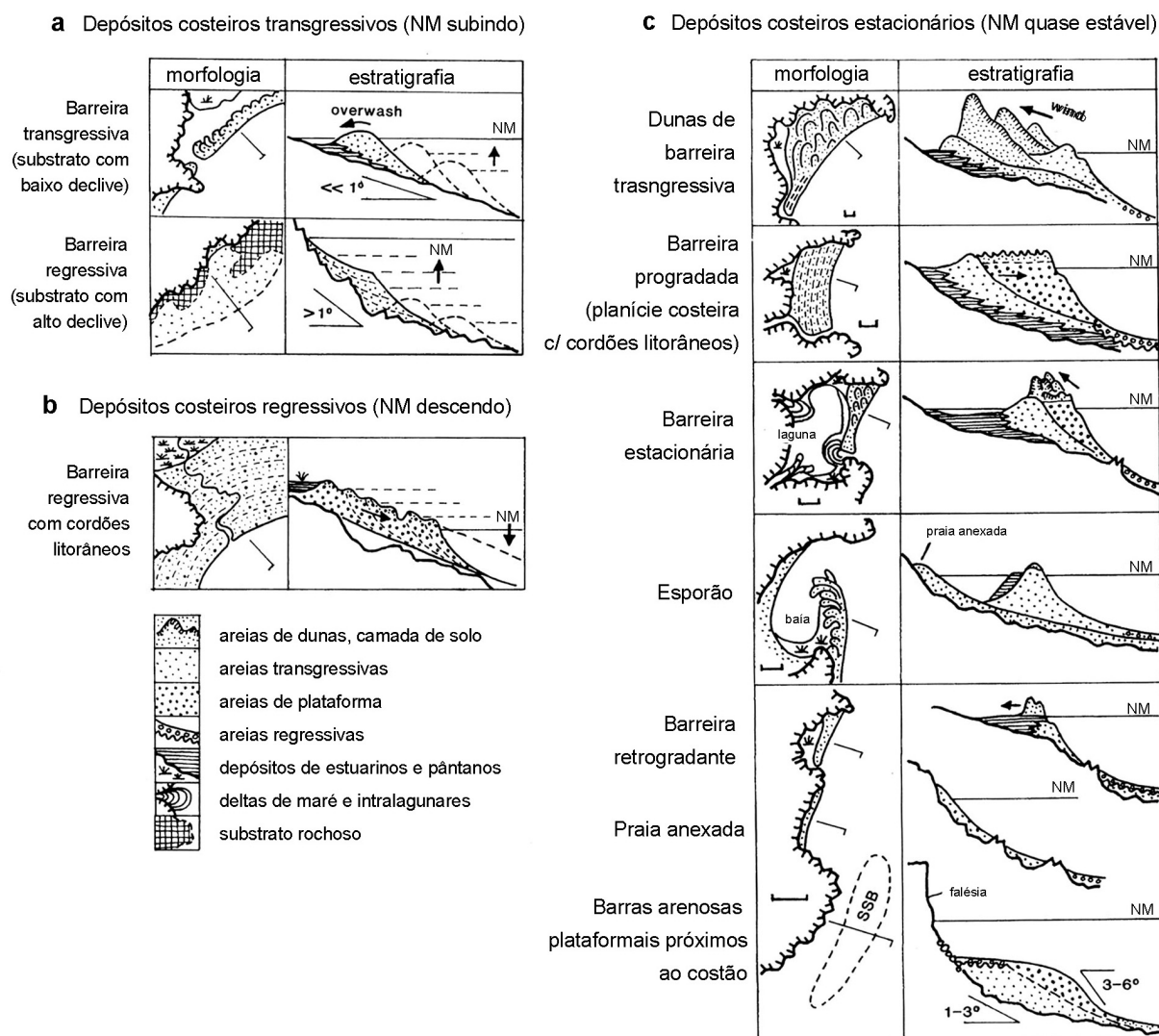


Figura 4.7: Geometria e estratigrafia dos depósitos costeiros dominados por ondas, propostos com base nos exemplos da costa sudeste da Austrália (modificado de Roy *et al.* 1994).

No Brasil, dentre os trabalhos pioneiros sobre barreiras podem ser citados os de Bigarella (1946, 1954) na costa paranaense, os de Suguio & Martin (1976a,b, 1978a) nas costas da Bahia, São Paulo e Rio de Janeiro, o de Martin *et al.* (1983), na costa leste desde Alagoas até São Paulo, o de Suguio *et al.* (1985) na costa desde Alagoas até Santa Catarina, o de Dominguez *et al.* (1981) nos deltas dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul e o de Villwock *et al.* (1986) na costa do Rio Grande do Sul (Figura 4.1).

Modelos esquemáticos sobre a evolução das barreiras foram apresentados inicialmente por Martin & Suguio (1975, 1976) e Suguio & Martin (1976a),

posteriormente mais detalhados para diversos setores da costa de São Paulo por Suguio & Martin (1978a) e Martin & Suguio (1978). Nos perfis para o setor de Cananéia-Iguape e Caraguatatuba, os modelos indicam uma sucessão de camadas do Pleistoceno, que se inicia na base com sedimentos de origem continental, seguidos de argila transicional, areia marinha transgressiva e, no topo, areia regressiva (Figura 4.8). Na região entre Cananéia e o Morro da Juréia, teria havido erosão do substrato pleistocênico durante a transgressão pós-glacial e a formação da barreira regressiva após o máximo do nível do mar (Figura 4.9) e na região do Morro da Juréia e a Barra do Una teria se formado uma ilha-barreira durante o máximo, seguido de seqüências progradantes formadas após o máximo até o presente (Figura 4.10). Suguio & Martin (1976b) reconheceram a existência de duas ilhas-barreira no Holoceno da região de Caraguatatuba, uma após o máximo de 5.000 anos antes do presente (A.P.) e outra após o máximo de 3.200 anos A.P., picos estes que segundo tais autores teriam existido na costa leste brasileira (Figura 4.11). Posteriormente, Martin *et al.* (1979/80) apresentaram modelos da evolução das barreiras holocênicas dos litorais paulista, fluminense e baiano, onde distinguiram uma seqüência de areias transgressivas sobrepostas por areias regressivas (Figura 4.12).

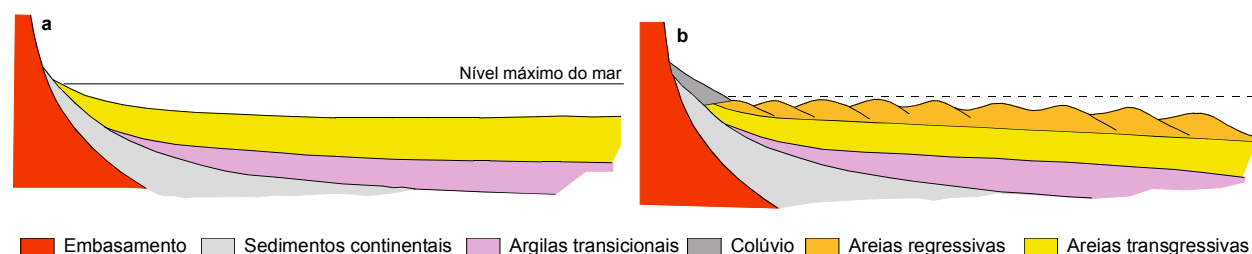


Figura 4.8: Estágios evolutivos para o setor de Cananéia-Iguape durante o Pleistoceno. a) Máximo da transgressão Cananéia, b) Deposição dos cordões litorâneos regressivos após o máximo (modificado de Suguio & Martin 1978a, localização ver figura 4.1).

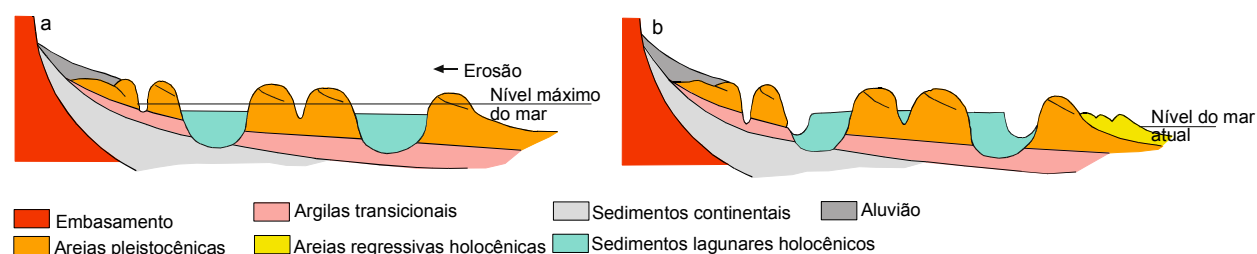


Figura 4.9: Estágios evolutivos para a região entre Cananéia e o Morro da Juréia durante o Holoceno. a) Máximo da transgressão Santos e erosão dos depósitos pleistocênicos, b)

formação da barreira regressiva holocênica após o máximo (modificado de Suguio & Martin 1978a, localização ver figura 4.1).

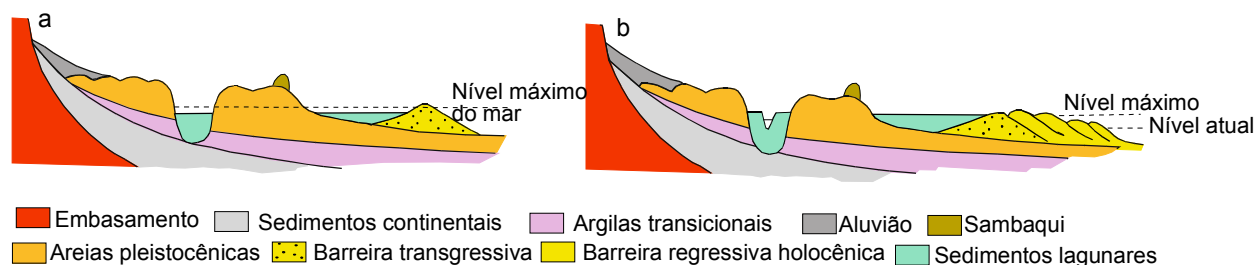


Figura 4.10: Estágios evolutivos na região do Morro da Juréia e a Barra do Uma durante o Holoceno. A) Formação de uma ilha-barreira durante o máximo, b) Depósitos de seqüências progradantes após o máximo até o presente (modificado de Suguio & Martin 1978a, localização ver figura 4.1).

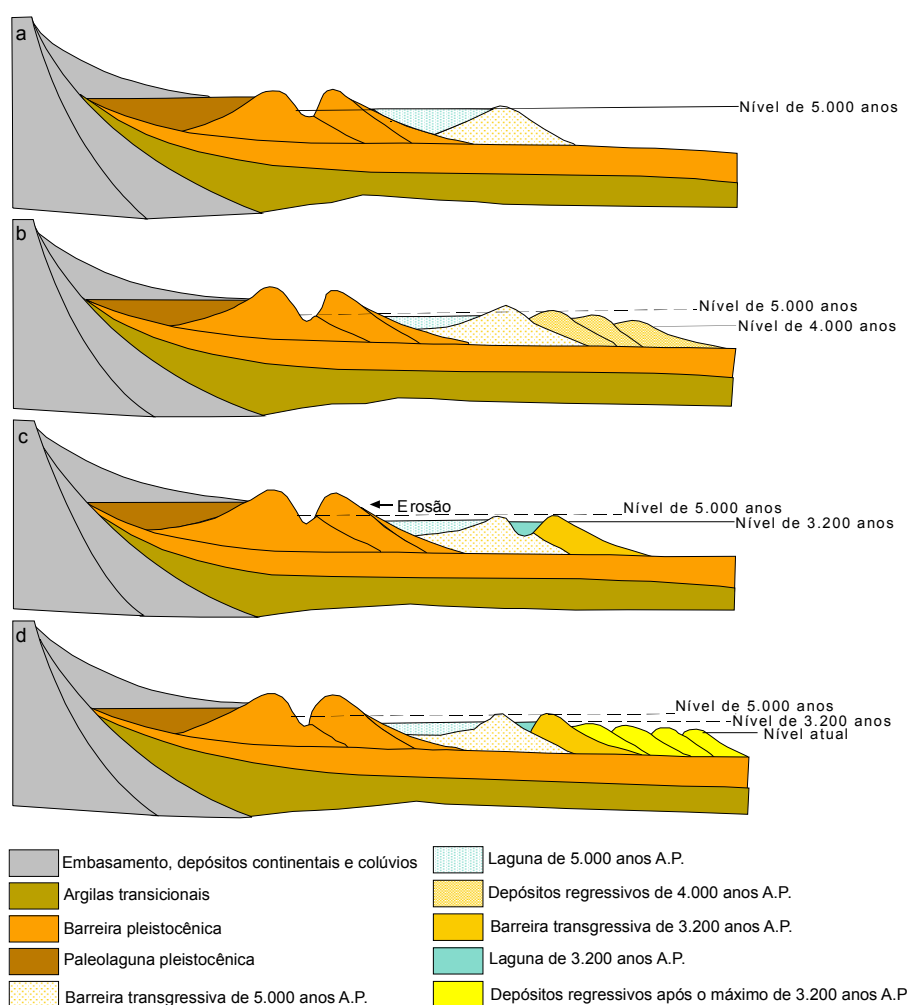


Figura 4.11: Estágios evolutivos após o máximo de 5.000 anos A.P. na região de Caraguatatuba. a) formação de uma ilha-barreira transgressiva após o máximo de 5.000 anos A.P., b) formação de depósitos regressivos após a pequena regressão há 4.000 anos A.P., c) formação de uma ilha-barreira transgressiva após o máximo de 3.200 anos A.P., d) formação de depósitos regressivos após o máximo de 3.200 anos A.P. até o presente (modificados de Suguio & Martin 1976b, localização ver figura 4.1).

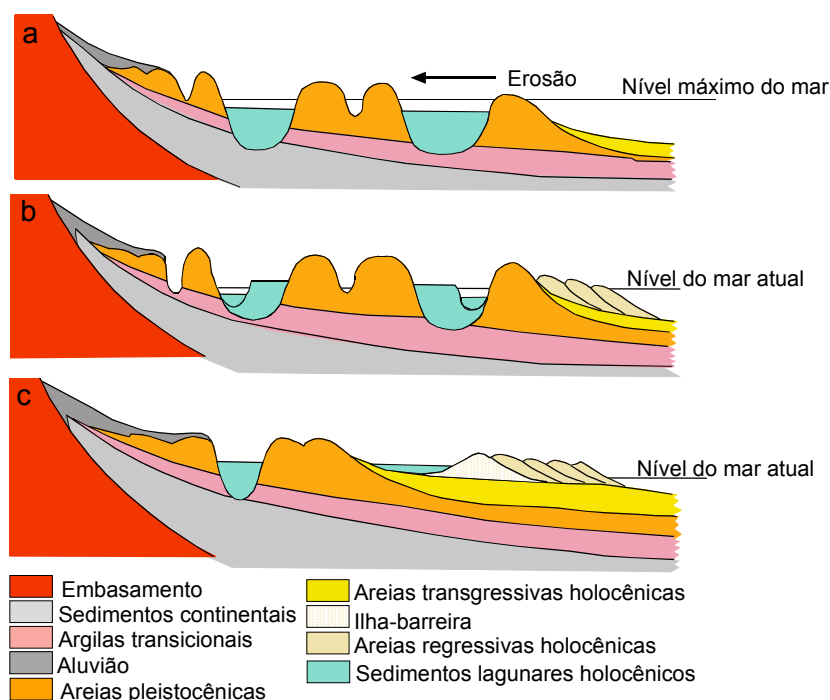


Figura 4.12: Esquema evolutivo para a região de Cananéia-Iguape: a) sequência de areias transgressivas depositadas durante o máximo da transgressão holocênica, b) empilhamento de cordões litorâneos regressivos após o máximo, c) empilhamento de cordões litorâneos regressivos a partir de uma ilha-barreira (modificado de Martin *et al.* 1979/80, localização ver figura 4.1).

Para a costa gaúcha Villwock *et al.* (1986), apresentaram um esboço geológico do perfil transversal e esquemas da evolução paleogeográfica das barreiras, onde se observam quatro sistemas laguna/barreira, sendo três do Pleistoceno e um do Holoceno (Figura 4.13). Dillenburg *et al.* (2000), aplicando a classificação proposta por Roy *et al.* (1994), subdividiram a porção holocênica da costa gaúcha em quatro tipos de barreiras: a) as progradantes, b) as de dunas transgressivas, c) as retrogradantes, e d) as de praia anexada (*mainland beach*) (Figura 4.14).

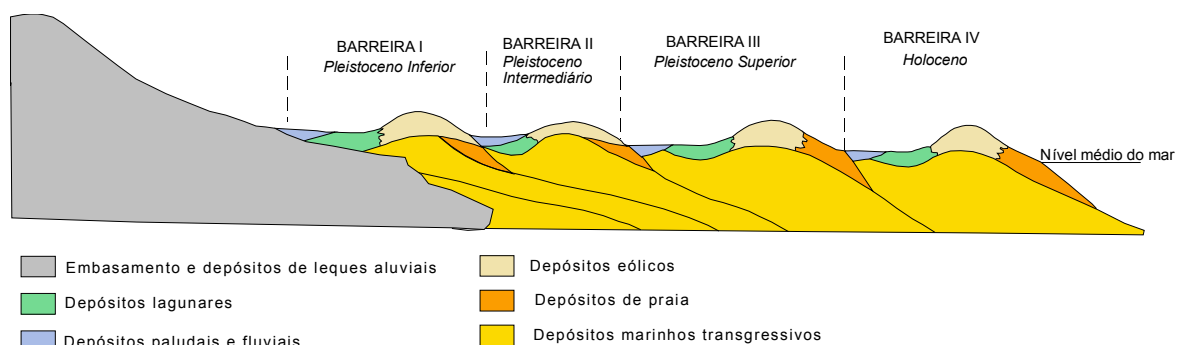


Figura 4.13: Esboço geológico do perfil transversal da costa do Rio Grande do Sul (modificado de Villwock *et al.* 1986, localização ver figura 4.1).

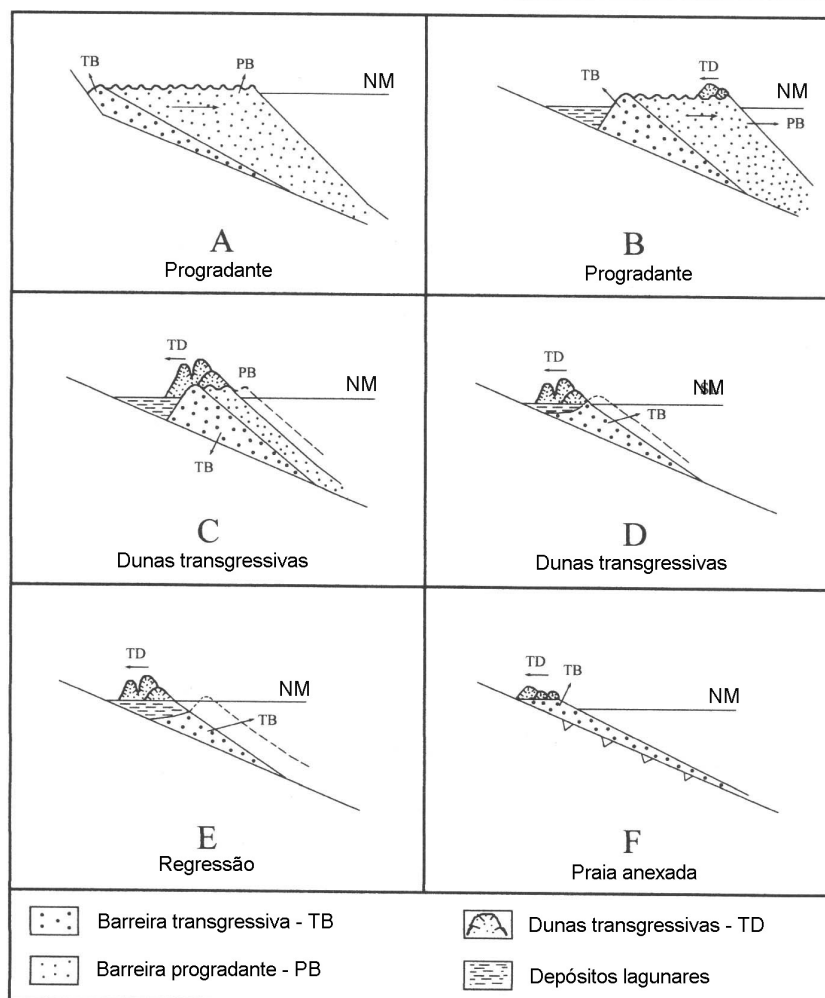


Figura 4.14: Morfologia e estratigrafia esquemática das barreiras holocênicas da costa do Rio Grande do Sul (modificado de Dillenburg *et al.* 2000, localização ver figura 4.1).

No litoral paranaense, Lessa *et al.* (2000) propuseram o primeiro modelo tridimensional de evolução da planície costeira. Descreveram a porção holocênica da planície como tendo sido formada a partir de duas barreiras: (a) uma transgressiva que teria se deslocado sobre os sedimentos lagunares pós-barreira e se chocou com a barreira pleistocênica no final da transgressão, e (b) uma regressiva que teria se desenvolvido após o máximo, favorecida pela descida de aproximadamente 3,5 m do nível relativo do mar. Segundo estes autores a maior parte da barreira transgressiva teria sido erodida pelo rio Guaraguaçu, que flui ao longo do contato entre as barreiras pleistocênica e holocênica (Figura 4.15).

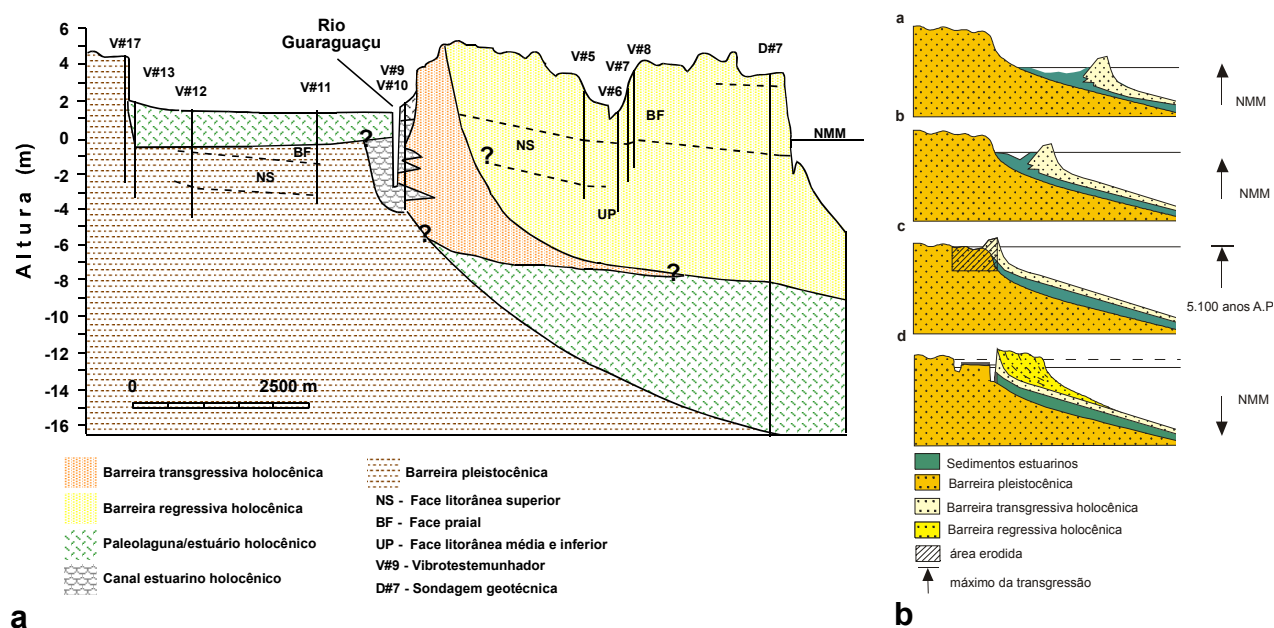


Figura 4.15: Perfil transversal das barreiras de Praia de Leste (a) e estágios evolutivos (b) das barreiras holocênicas de Paranaguá (modificado de Lessa *et al.* 2000, localização figura 4.18a perfil topográfico a-b).

Souza *et al.* (2001a), a partir do mapeamento da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina, e do modelo proposto por Lessa *et al.* (2000), sugeriram que na região de Itapoá, poderiam ter existido ilhas-barreira e esporões, destacando estes últimos na formação das barreiras localizadas ao norte da Ponta de Itapoá (Figuras 4.16 e 4.18b).

Recentemente, Giannini *et al.* (2003) elaboraram um modelo evolutivo para a Ilha Comprida no litoral sul do Estado de São Paulo (Figura 4.18). Segundo estes autores toda a Ilha Comprida seria do tipo progradacional e de idade holocênica e teria se desenvolvido em quatro fases principais, nas quais as componentes de crescimento longitudinal, para NE, e transversal, para SE, alternaram-se em importância relativa.

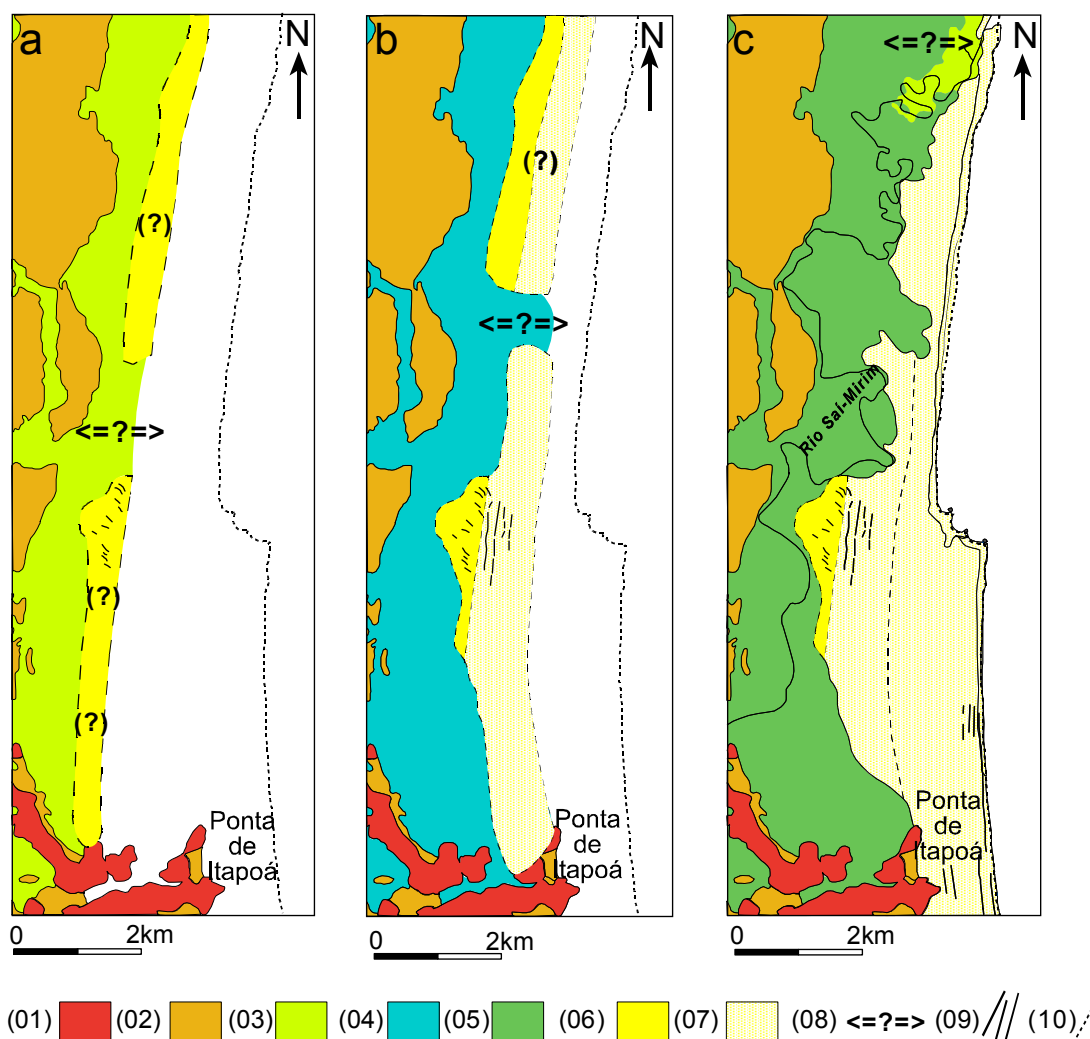


Figura 4.16: Estágios evolutivos do esporão holocênico ao norte de Itapoá, Santa Catarina: a) durante o máximo da transgressão, b) durante a regressão e c) atual. 1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados, 2) barreira pleistocênica, 3) estuários, 4) planícies paleoestuarinas e estuários, 5) planícies paleoestuarinas, fluviais e estuários, 6) esporões e ilhas-barreira transgressivas, 7) esporões e barreiras regressivas, 8) provável localização de desembocaduras, 9) lineamentos de cordões litorâneos, 10) linha de costa atual (Souza *et al.* 2001a, localização ver figuras 4.1 e 4.18b).

4.3. PLANÍCIE COSTEIRA PARANAENSE

Segundo a classificação da costa brasileira proposta por Silveira (1964), a área estudada está localizada no “litoral sudeste ou das escarpas cristalinas” que se estende desde o sul do Estado de Espírito Santo até o cabo de Santa Marta na região de Laguna no litoral sul do Estado de Santa Catarina, cujas características principais seriam as altas escarpas da serra do Mar, que freqüentemente chega até o mar, formando promontórios e reentrâncias onde se desenvolvem planícies costeiras e

complexos estuarinos (Figura 4.17). A análise da geomorfologia e da geologia desta ampla região costeira permite identificar diferentes setores com maior ou menor desenvolvimento de estuários, lagunas e planícies costeiras. A área estudada localiza-se num setor que pode ser delimitado entre Barra Velha, no litoral norte de Santa Catarina e Iguape, no litoral sul de São Paulo, caracterizado pela existência dos maiores complexos estuarinos, das planícies costeiras mais largas e a da menor quantidade de promontórios rochosos (Figura 4.18). Os mapas geológicos do Quaternário desta região indicam extensas áreas de sedimentos paleoestuarinos que evidenciam que no Holoceno superior a extensão dos estuários era maior que a atual (Martin *et al.* 1988b, Angulo 1992, 2004, Suguio & Martin 1978b, c, Souza 1999, Angulo & Souza 2004). Às vezes, os estuários foram quase totalmente preenchidos como, por exemplo, os dos rios Saí-Guaçu e Saí-Mirim, no norte do litoral de Santa Catarina e sul do Paraná (Figura 4.18b).

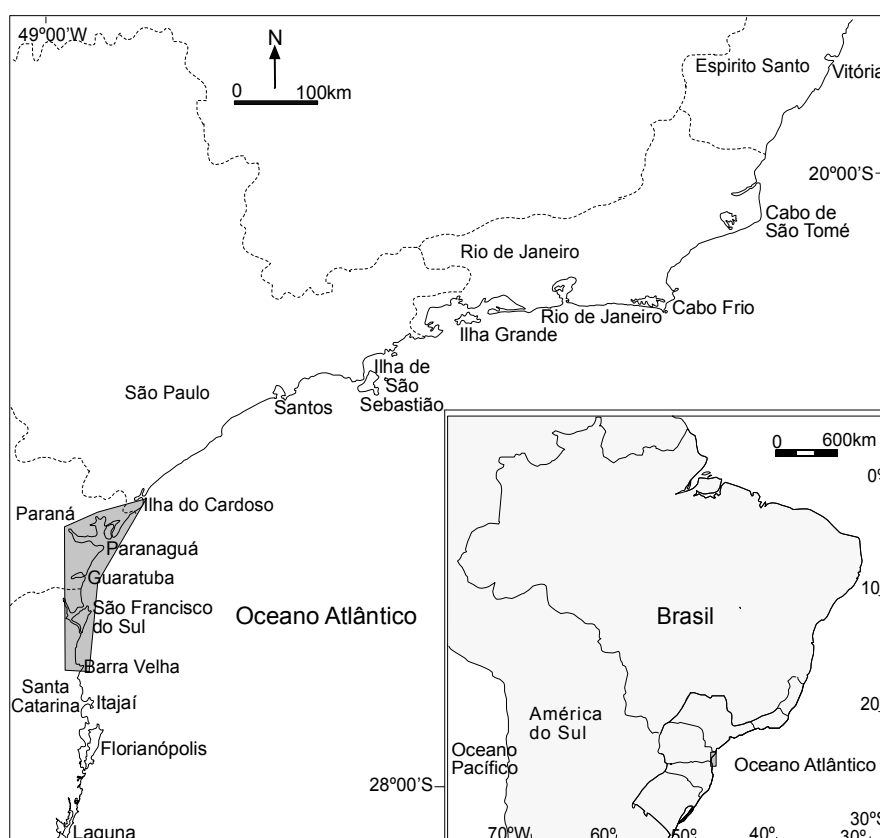


Figura 4.17: Costa sudeste brasileira e localização da área de estudo (cinza escuro).

Dentre os complexos estuarinos destacam-se os de São Francisco (Babitonga), Guaratuba, Paranaguá e Cananéia-Iguape (Figura 4.18). Estes complexos estuarinos

são alimentados por bacias hidrográficas relativamente pequenas, sendo a maior a do rio Ribeira de Iguape (17.000 km², Fundação SOS Mata Atlântica 2000). A bacia hidrográfica da baía de Guaratuba tem área de 1.886 km² e a de Paranaguá de 3.882 km², e têm alto declive, pois drenam as vertentes da serra do Mar, que pode alcançar altitudes entre 1.300 e 1.800 m (Angulo 1992). Os altos declives conferem aos rios destas bacias alto potencial erosivo.

As planícies costeiras paranaenses apresentam alturas inferiores a 20 m acima do nível médio do mar que decrescem em direção ao oceano. Nestas planícies são comuns feições lineares correspondentes a antigos cordões litorâneos, com alinhamento NNE, que indicam a direção preferencial da paleocosta. Os complexos estuarinos dividem a planície costeira em três planícies principais: Guaratuba, Paranaguá e Superagüi-Ilha das Peças (Figura 4.18), que são formadas principalmente por planícies com cordões litorâneos (*strandplains*) e planícies paleoestuarinas, do Pleistoceno tardio e do Holoceno médio e tardio (Angulo 1992, 2004). Durante a formação dos depósitos mais antigos, há cerca de 120.000 anos (A.P.), o nível do mar teria alcançado níveis em torno de $8,0 \pm 2,0$ m acima do atual (Martin *et al.* 1988a, b) e durante a formação dos mais novos, entre 7.000 e 5.000 anos A.P., níveis de $3,5 \pm 1,0$ m acima do atual (Angulo *et al.* 2006).

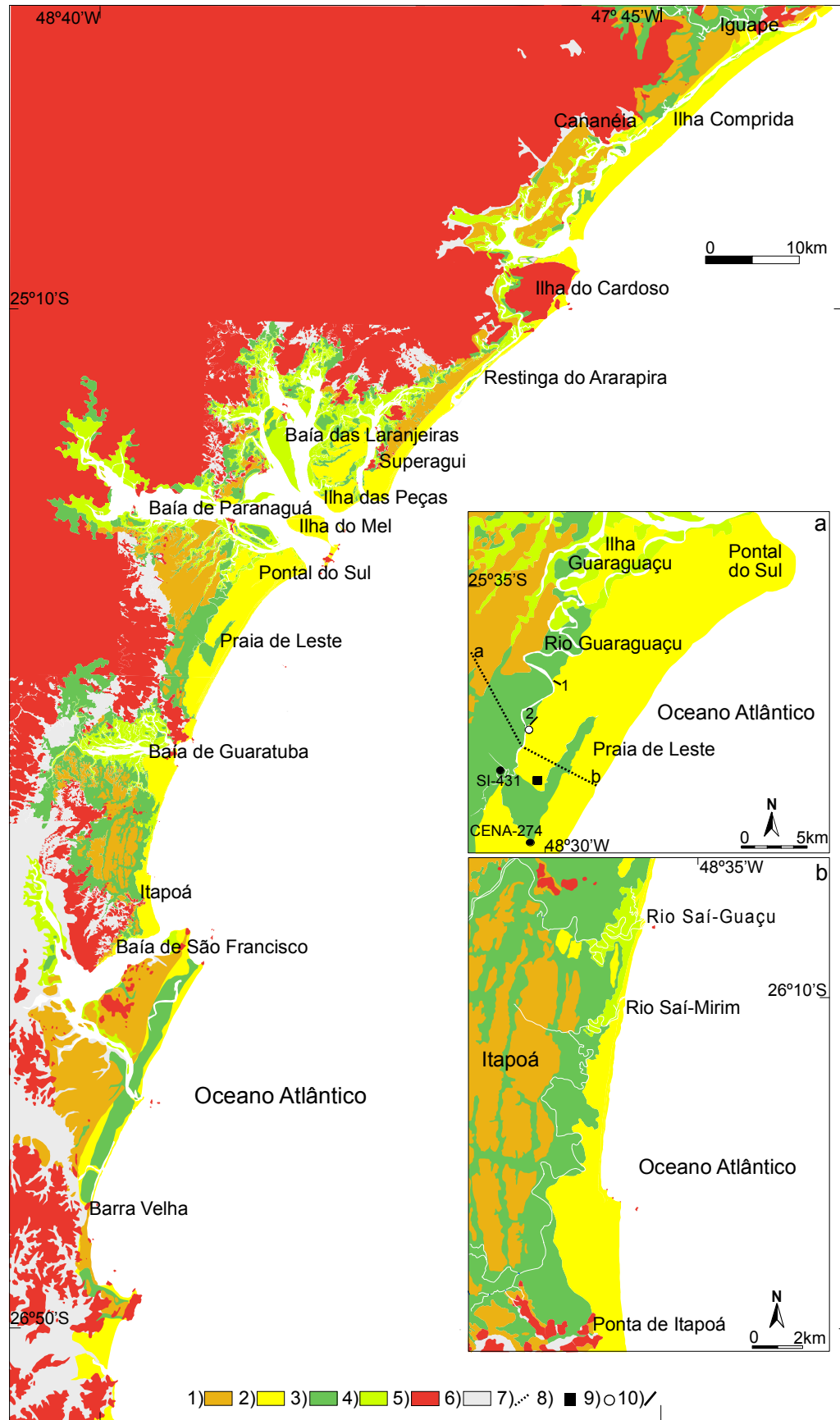


Figura 4.18: Localização da área estudada: a) setor dos grandes complexos estuarinos e largas planícies costeiras do litoral sudeste brasileiro, elaborada a partir dos mapas geológicos de Martin *et al.* 1988b setor Cananéia-Iguape, Giannini *et al.* 2003 setor Ilha Comprida, Angulo 2004 setor Superagui-rio Saí-Guaçu, Angulo & Souza 2004 setor rio Saí-Guaçu-baía de São Francisco e Suguio & Martin 1978b setor baía de São Francisco-Barra Velha; b) planície costeira centro-sul paranaense; c) planície costeira de Itapoá. 1) barreira pleistocênica, 2) barreira holocênica, 3) planície paleoestuarina, 4) planície de maré, 5) serras, morros e promontórios, 6) outras unidades 7) perfis topográfico, 8) cavas de extração de areia, 9) sondagem com vibrotestemunhador, 10) perfis de GPR.

O embasamento cristalino apresenta relevo bastante irregular sob a planície costeira, ocorrendo desde quase a superfície até profundidades de mais de uma centena de metros (Maack 1947, Bigarella *et al.* 1978). Os dados disponíveis indicam preenchimento preferencial por sedimentos continentais, sobrepostos por sedimentos marinhos costeiros com atribuição de idades geralmente quaternárias. No entanto, não são apresentadas evidências que sustentem tais interpretações (Maack 1947, Bigarella *et al.* 1978). Ademais, estudos palinológicos indicaram que na área ocorrem sedimentos continentais do Mioceno Inferior (Lima & Angulo 1990). Assim, é possível que em profundidade existam diversos sedimentos do Terciário e Quaternário ainda mal caracterizados e não datados.

A plataforma interna paranaense faz parte de um setor da plataforma interna da costa sudeste que se estende desde a Ilha de Santa Catarina (SC) até a Ilha de São Sebastião (SP) e se caracteriza por declives suaves em torno de 1 ‰, sendo que a isóbata de 50 m se encontra aproximadamente entre 45 e 75 km da costa. Contrastando com esta morfologia, ao norte e ao sul desta região os declives são maiores, em torno de 5 ‰ a 12 ‰ e a isóbata de 50 m localiza-se entre 4 e 10 km da costa (Martins & Corrêa 1996). As características sedimentológicas da plataforma são pouco conhecidas, sendo que mapas de escala regional (1:1.000.000), indicam o predomínio de sedimentos arenosos (Martins & Corrêa 1996).

4.4. CARACTERÍSTICAS DAS BARREIRAS HOLOCÊNICAS PARANAENSES

Os principais fatores que definem a evolução das barreiras são as respostas dos ambientes costeiros à velocidade de variação do nível relativo do mar, a relação entre o volume de sedimentos e a morfologia do substrato, que define o espaço de

acomodação, e a relação entre a energia de ondas e a amplitude das marés (Cowell & Roy 1988, Cowell *et al.* 1991, Swift & Thorne 1991, Roy *et al.* 1994).

No Brasil as variações do nível relativo do mar no Quaternário têm sido consideradas o principal fator na construção das barreiras (Suguio & Martin 1976a, Martin *et al.* 1979/80, Suguio *et al.* 1985, Villwock *et al.* 1986). Contudo, estudos mais recentes enfatizam a importância do balanço de sedimentos e do espaço de acomodação na configuração das barreiras (Lessa *et al.* 2000, Dillenburg *et al.* 2000, Giannini *et al.* 2003).

Para compreender os processos de formação e evolução das barreiras paranaenses diversos aspectos referentes a estes parâmetros devem ser conhecidos e analisados, destacando-se: a) a configuração em planta da barreira e das unidades geológicas associadas, tais como paleolagunas, paleoestuários e paleodesembocaduras; b) as características dos ambientes atuais, principalmente praias, dunas, face litorânea, plataforma interna e estuários; c) as características dos parâmetros oceanográficos atuais, tais como ondas, marés astronômicas e meteorológicas; d) as seqüências de fácies que compõem a barreira; e) a espessura da barreira e a profundidade da superfície de ravinamento; f) a morfologia do substrato; g) as variações do nível relativo do mar durante a construção das barreiras; e h) a distribuição das isócronas na barreira.

4.4.1. Configuração em planta das barreiras e das unidades geológicas associadas

O setor centro-sul da planície costeira paranaense, onde se insere a área estudada, tem forma triangular e é formada principalmente por duas planícies com cordões litorâneos, do Pleistoceno tardio e do Holoceno médio e tardio (Angulo 1992, 2004). Separando as duas barreiras há uma planície paleoestuarina, representada atualmente pela faixa de meandramento do rio Guaraguaçu (Figura 4.18a). A barreira holocênica tem largura aproximada de 5,5 km, destacando-se ao sul da área estudada uma faixa de sedimentos paleoestuarinos, transversal ao alinhamento dos cordões, o que sugere a existência de uma desembocadura durante o primeiro período de construção da barreira, posteriormente fechada por fases mais jovens de construção da barreira (Figura 4.18a). Uma datação de conchas estuarinas, principalmente de

Anomalocardia brasiliiana próxima à parte interna desta faixa, nas margens do rio Vermelho, forneceu idade de 6.489-5.629 anos ^{14}C calibrados (cal.) A.P. (SI-431, Bigarella 1971, Angulo 2004) e paleonível do mar >1,2 m acima do nível atual (Angulo et al. 2006), sugerindo que a desembocadura era efetiva nessa época, já existindo então uma “barreira” isolando o estuário ou laguna do mar (Figura 4.18a). Outra datação de madeira contida em lama depositada sobre sedimentos arenosos da barreira, no extremo sul da faixa, forneceu idade de 1.310-1.071 anos ^{14}C cal. A.P. (CENA 274, Angulo et al. 2002, 2006), sugerindo que o fechamento da desembocadura foi anterior a essa data (Figura 4.18a).

4.4.2. Ambientes costeiros atuais

4.4.2.1. Praias e dunas

As praias paranaenses são compostas por areias finas a médias, bem selecionadas, constituídas principalmente por quartzo e porcentagens variáveis de grãos carbonáticos biodetríticos e minerais pesados (Angulo 1992, 2004). Comumente, são praias do tipo intermediário, com declives suaves (entre 1 a 5°) e presença de pelo menos duas barras na zona de surfe. Na parte superior da praia são freqüentes cordões de dunas frontais, paralelos à linha de costa, com alturas entre 3 a 5 m e formados por areias finas bem selecionadas (Angulo 1992, 2004).

4.4.2.2. Face litorânea e a plataforma interna

A plataforma interna próxima da área estudada, até a profundidade de 50 m, tem declive médio em torno de 0,6 ‰ a 0,7 ‰. Entre a costa e a profundidade de 11 m a 12 m ocorre uma acentuada quebra no declive, alcançando valores de 1,75 ‰. Esta quebra na topografia do fundo foi considerada como o limite entre a face litorânea e a plataforma interna (Figura 4.19).

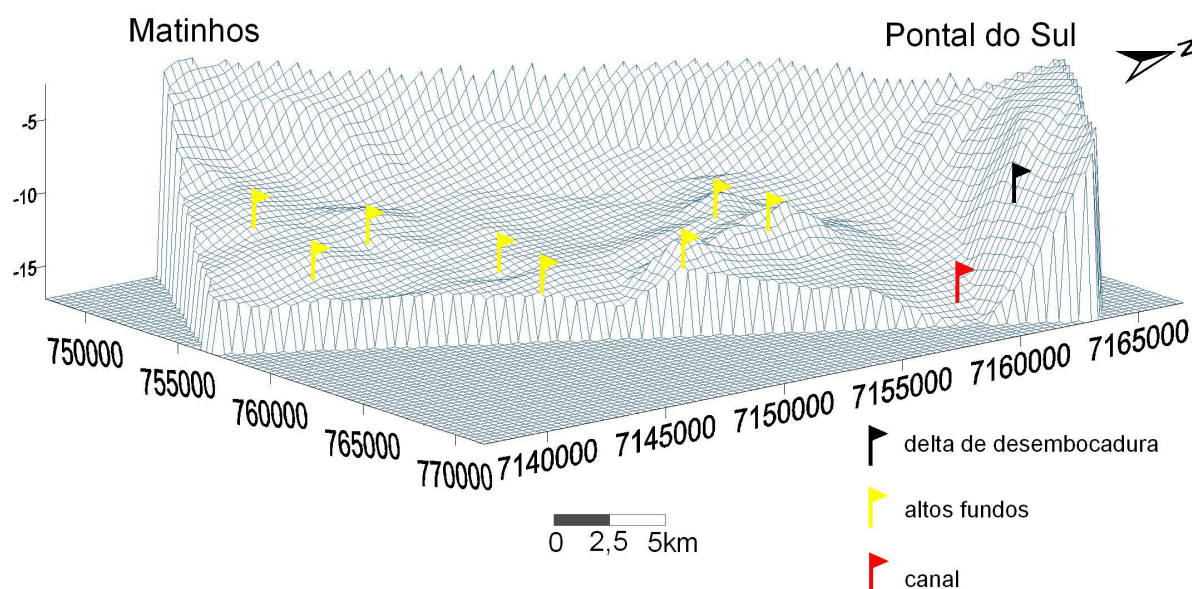


Figura 4.19: Relevo do fundo oceânico até a profundidade de 16 m entre Matinhos e Pontal do Sul, no litoral paranaense, onde se observa a mudança de declive entre a face litorânea e a plataforma na profundidade de 10 m (segundo Veiga 2004). Exagero vertical de 500X.

Na face litorânea e plataforma interna do litoral centro-sul paranaense, entre a zona de arrebenção, aproximadamente 2 a 4 m de profundidade e a isóbata de 16 m, Veiga *et al.* (2004) descrevem cinco tipos principais de sedimentos correspondentes a: (a) areias finas e muito finas do delta de maré vazante associado à desembocadura sul do complexo estuarino de Paranaguá; (b) areias muito finas com teores de silte e argila entre 10 e 40 % que ocorrem próximo à costa entre as profundidades de 6 e 11 m; (c) areias médias a grossas que ocorrem entre 11 e 15 m e interpretadas como de origem palimpséstica; (d) areias finas da plataforma na faixa dos 11 a 16 m de profundidade e (e) areias finas a muito finas pertencentes a barras do início da zona de arrebenção⁽²⁾.

4.4.2.3. Complexo estuarino de Paranaguá

O complexo estuarino de Paranaguá é formado por dois eixos principais: eixo E-W que engloba as baías de Antonina e Paranaguá, e eixo NNE-SSW que engloba as

² Veiga *et al.* (2004) utilizam como nível de referência o zero hidrográfico das cartas batimétricas, que corresponde aproximadamente ao nível de baixa-mar máximo. Nesta tese as altitudes e profundidades são referidas ao nível médio do mar. No Paraná, a diferença entre estes dois níveis é de aproximadamente 1 m; portanto, para compatibilizar os dados as profundidades indicadas por Veiga *et al.* (2004) foram aumentadas em 1 m.

baías das Laranjeiras, Guaraqueçaba e Pinheiros. O estuário tem uma superfície líquida de 601 km² (Mantovanelli 1999) e volume da ordem de 2x10⁹ m³ (Knoppers *et al.* 1987).

A baía de Paranaguá apresenta-se como um estuário hipersíncrono, onde o efeito de convergência excede o de atrito, resultando numa amplificação na variação da maré em direção à cabeceira (Mantovanelli 1999). Esta amplificação da maré é controlada, basicamente, por ressonância, que depende da frequência de oscilação da onda de maré e do comprimento do estuário (Camargo 1998).

O aporte sedimentar dos rios que drenam para o estuário é alto, favorecendo seu assoreamento. Resultados das medições de um setor da baía de Paranaguá de sedimentos transportados em suspensão, forneceram valores de 355 T/dia de sedimentos, durante o verão, e 88 T/dia, no inverno (Mantovaneli 1999). Neste mesmo setor, foram realizados cálculos de taxas de sedimentação atual pelo método ²¹⁰Pb /¹³⁷Cs, que forneceram valores de 1,22 cm/ano (Souza *et al.* 2001b). Ademais, Odresky (2002) identificou intenso processo de assoreamento da baía de Antonina, baía de cabeceira do complexo estuarino de Paranaguá. Segundo este autor a taxa de sedimentação na baía de Antonina é de aproximadamente 2,6 cm/ano.

As características dos sedimentos de fundo das baías de Guaratuba e Paranaguá mostram áreas de sedimentos arenosos nas cabeceiras e extensas áreas com sedimentos lamosos na parte média dos estuários, evidenciando que os sedimentos fluviais mais grossos são depositados nas cabeceiras dos estuários. Já os sedimentos finos, além de se depositar nas regiões de menor energia dos estuários, podem alcançar o mar aberto como indicam as plumas de sedimento em suspensão durante as marés vazantes (Noernberg 2001). Estes sedimentos finos, devido ao seu grande volume, podem depositar-se na parte rasa da plataforma pelo efeito da cerca de energia costeira (*littoral energy fence*³) produzida pelas ondas (Veiga *et al.* 2004).

4.4.3. Parâmetros oceanográficos atuais

As marés da região são do tipo semidiurna, com desigualdades diurnas, e apresentam forte assimetria nas elevações e correntes de maré. A amplitude média é

³ O termo *littoral energy fence* foi introduzido por Allen (1970).

de 1,4 m na costa oceânica e 1,7 m no interior do estuário de Paranaguá, caracterizando um regime de micromarés (Marone & Jamiyanaa 1997).

As diferenças entre os valores de marés medidos e previstos indicam a existência de marés meteorológicas, sendo que os níveis mais altos geralmente estão associados à passagem de frentes frias (Angulo 1992). Durante a campanha de medições da Portobras (1983), realizada entre 6 de agosto e 31 de dezembro de 1982, em duas situações em que ocorreram frentes frias o nível do mar foi aumentado em 60 cm, o que pode ser atribuído aos ventos do quadrante sudeste que acompanham essas frentes. Marone & Camargo (1994) analisaram a maré meteorológica ocorrida em 18 de agosto de 1993 e constataram um nível da maré de cerca de 80 cm superior ao nível de maré previsto e estimaram um volume de água represado na baía de Paranaguá de $4,8 \times 10^8 \text{ m}^3$.

O sistema de ondas na região sul do Brasil está condicionado ao padrão de ventos do Atlântico Sul, relacionados a posição dos centros de alta pressão (anticiclone) e baixa pressão (ciclone). Na costa paranaense, as ondas ocorrem em dois sistemas preferenciais provenientes de ENE e SSE/SE, com período médio de 11 segundos e altura média de 1,8 m (Portobrás 1983). O sistema proveniente de ENE é gerado pela atuação dos ventos associados ao anticiclone tropical do Atlântico Sul (centro de alta pressão), caracterizando ondas regulares e não tão altas, enquanto o de SSE/SE se relaciona à passagem de sistemas meteorológicos que ocasionam a formação de “ondas de tempestade” (Portobras 1983). Estas ondas ocasionam mudanças significativas no perfil praiar. Segundo Marone *et. al.* (1997), as ondas na região possuem característica não linear de propagação, implicando maior poder energético na ressuspensão e no transporte de sedimentos.

4.4.4. Composição da barreira

A barreira holocênica paranaense é constituída principalmente por areia quartzosa predominantemente fina e muito fina, com porcentagens subordinadas das outras frações de areia, às vezes incluindo grânulos e até pequenos seixos. Na parte inferior ocorrem lamas com teores variáveis de areia fina e muito fina, silte e argila, sendo freqüentes conchas inteiras, às vezes articuladas e em posição de vida; fragmentos de conchas; detritos vegetais, fragmentos de madeira e até troncos (ver

capítulo 2). As associações de fácies teriam-se formado em ambiente costeiro de média a alta energia de ondas, com influência de eventos de tempestades. Apesar da energia de ondas é notável a ocorrência de sedimentos finos e abundantes detritos vegetais nas fácies depositadas entre 6 e 10 m de paleoprofundidade, interpretados como decorrentes do intenso aporte de sedimentos finos e detritos vegetais provenientes dos estuários subtropicais que na época de construção da barreira eram maiores que os atuais.

As conchas de moluscos provenientes da barreira seriam indicadoras de ambiente costeiro raso com alta energia de ondas (Sousa *et al.* 1999, Disaró *et al.* em prep.), coincidindo com a interpretação das fácies. Os foraminíferos e ostracodes também caracterizariam um ambiente costeiro raso de alta energia (Sousa *et al.* 2000). As espécies estuarinas encontradas na associação de foraminíferos e ostracodes teriam sido transportadas desde o interior dos paleoestuários da mesma forma que os detritos vegetais (Sousa *et al.* 2000).

4.4.5. Espessura da barreira e superfície da ravinamento

A espessura da barreira holocênica foi definida a partir da identificação do substrato sobre o qual a barreira migrou. A superfície erosiva que separa a barreira do substrato não é muito evidente, sendo que as fácies abaixo e acima do contato são bastante parecidas (Figura 4.20). Contudo datações de lamas e conchas permitiram localizar a superfície de ravinamento com bastante precisão na profundidade de 8 m (paleoprofundidade de 10 m). Quatro amostras de lamas nas paleoprofundidades entre 10 e 12 m forneceram idades entre 37.500 ± 2.900 anos ^{14}C A.P. (CENA-369)⁽⁴⁾, e 30.400 ± 700 anos ^{14}C A.P. (CENA-476); enquanto que datações de amostras de lama e conchas nas paleoprofundidades entre 9 e 10 m forneceram idades entre 7.251-6.804 (CENA-499) e 4.290-3.982 (GX-30730)⁽⁵⁾ anos ^{14}C calibrados (cal.) A.P. (ver capítulo 3). Ademais Veiga *et al.* (2004) apresentaram a determinação de idade absoluta de uma amostra de lama que aflora na plataforma rasa atual na profundidade

⁴ Referência de laboratório – CENA Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo-USP, Piracicaba.

⁵ Referência de laboratório – GX Geochron Laboratories da Krueger Enterprises Inc., Cambridge, Massachusetts, Estados Unidos.

de 15 m, que forneceu idade de $40.600 \pm 2.250/-1.750$ (CENA-433) sugerindo que esta lama corresponderia ao substrato pleistocênico (Figura 4.21).

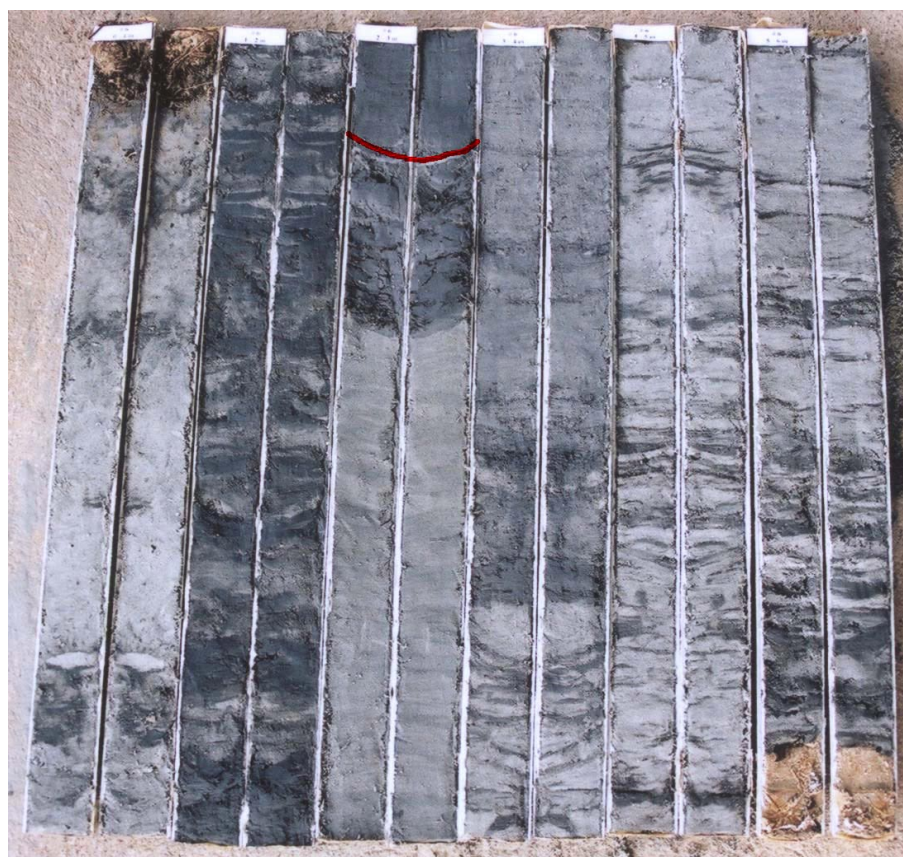


Figura 4.20: Testemunhos de sondagem da cava de areia de Praia de Leste. A linha vermelha corresponde ao limite entre a barreira regressiva holocênica e o substrato. A lama abaixo desta linha forneceu idade de 30.900 ± 900 anos ^{14}C A.P. e a acima $7.251-6.804$ anos ^{14}C cal. A.P. (localização figura 4.18a).

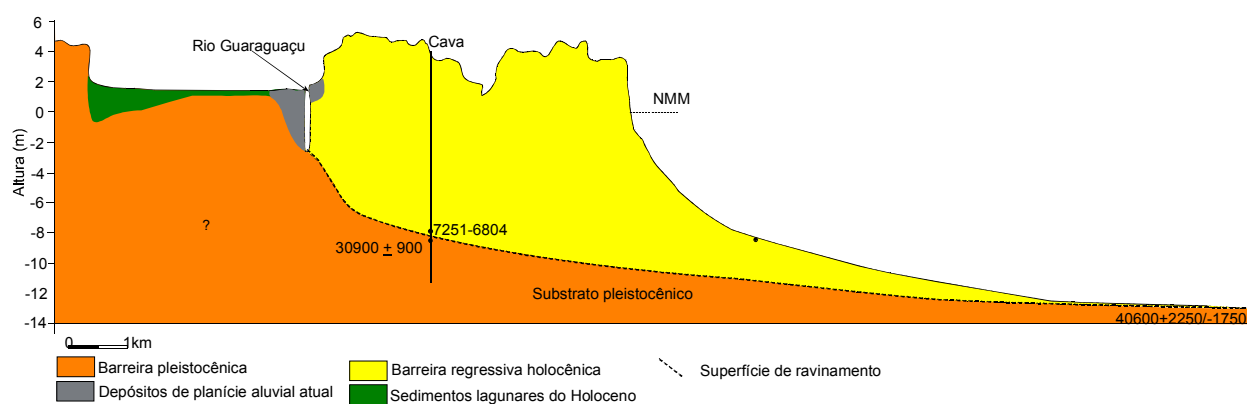


Figura 4.21: Perfil transversal da barreira de Praia de Leste mostrando a sequência regressiva sobre o substrato pleistocênico (localização figura 4.18a perfil topográfico a-b).

4.4.6. Morfologia do substrato

Na área das cavas estudadas, os dados disponíveis indicam que o substrato pleistocênico se encontra a profundidade de 8 m, em relação ao nível médio do mar atual, ou se encontrava a 10 m de profundidade durante a construção deste setor da barreira. Já na depressão existente entre as barreiras pleistocênica e holocênica, por onde corre atualmente o rio Guaraguaçu, o substrato encontra-se entre 1 m acima no nível médio do mar atual e 0,5 m de profundidade em relação ao mesmo nível; ou seja durante o máximo da transgressão encontrava-se entre 2,5 m e 4 m de profundidade, e durante a construção da área estudada da barreira entre 1,5 m e 3 m de profundidade, sendo que a margem de erro destas paleopropfundidades é de ± 1 m (Figuras 4.16 e 4.21). Esta diferença de profundidade caracteriza uma forte quebra do declive do substrato.

A morfologia do substrato é elemento fundamental na evolução das barreiras (Roy *et al.* 1994, Dillenburg *et al.* 2000) e parece ter sido determinante na configuração paleogeográfica da região. Como foi indicado, na área estudada existe forte quebra do declive do substrato pleistocênico (Figura 4.21). Para tentar identificar a influência do substrato na evolução das barreiras, na área estudada foram realizadas simulações computacionais utilizando o *software Shoreface Translation Model - STM* (Cowell *et al.* 1991). Para gerar os modelos foi considerado que: a) o mar estava a 25 m abaixo do atual 10.000 anos A.P., como sugerido por Lancorbe *et al.* (1995); b) o máximo da elevação do nível relativo do mar ocorreu entre 5.000 e 7.000 anos A.P. e alcançou 3 m acima do nível atual (Angulo *et al.* 2006); c) a paleopropfundidade da face litorânea, definida pela superfície de ravinamento, era de 10 m; d) o balanço de sedimentos durante a elevação do nível do mar era nulo; e) a taxa de deposição de lama lagunar era de 0,52 mm, conforme definido por Toldo *et al.* (2000), para o Rio Grande Sul; e f) a configuração do substrato era semelhante à topografia atual.

As simulações com estas variáveis mostram que a barreira transgressiva migra sobre o substrato erodindo-o e diminui progressivamente sua largura com a elevação

do nível do mar até quase desaparecer durante o máximo, quando encontra o aumento do declive do substrato (Figura 4.22).

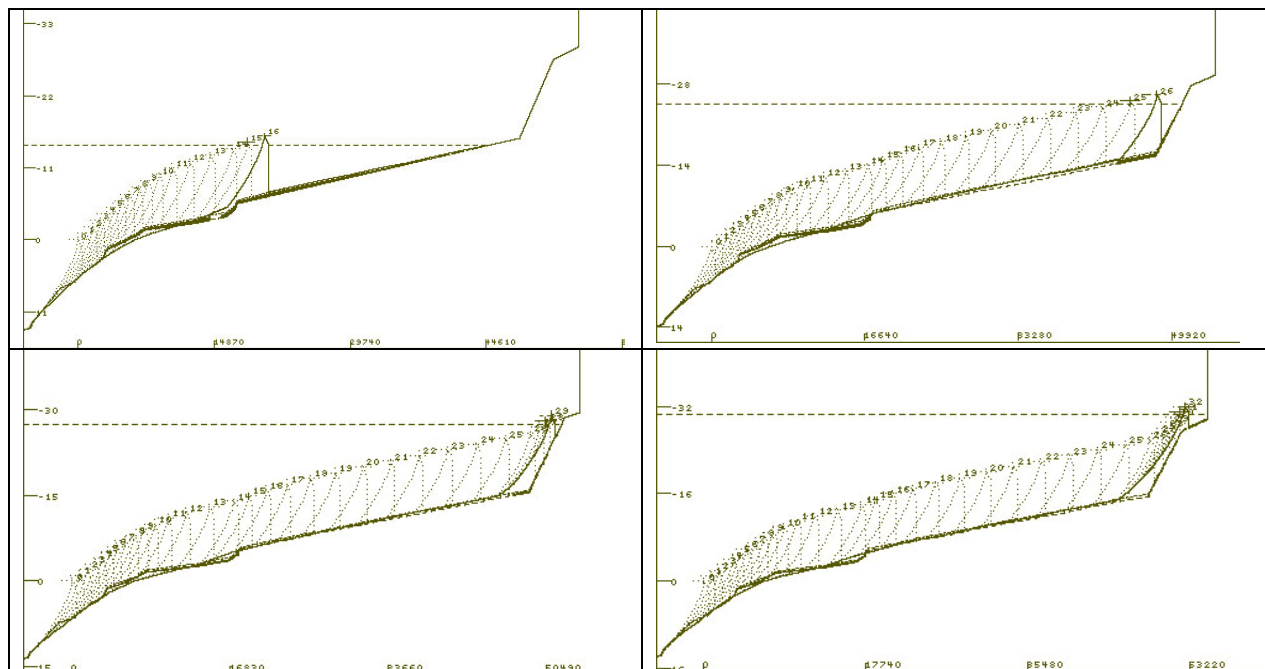


Figura 4.22: Resultados das simulações da evolução da barreira transgressiva na costa paranaense, com o software *Shoreface Translation Model - STM* (Cowell et al. 1991). Note como a barreira diminui sua espessura até quase desaparecer durante o máximo devido a mudança brusca do substrato.

4.4.7. Variações do nível relativo do mar durante a construção das barreiras

Para identificar como foi a variação do nível relativo do mar durante a construção das barreiras é necessário conhecer a idade da barreira e a variação do nível do mar no período de construção da mesma. Na área estudada foram obtidas 18 datações acima da superfície de ravinamento, que forneceram idades entre 8.542-8.279 (CENA-362) e 2.987-2.751 (CENA-364) anos ^{14}C cal. A.P., caracterizando sua idade holocênica (ver capítulo 3). Contudo, comparando as idades com as profundidades foram observadas numerosas inversões de idade (ver capítulo 3). As idades das amostras compostas por lama orgânica, detritos vegetais e fragmentos de madeira arredondados por abrasão não corresponderiam à idade de deposição dos mesmos. Por outro lado, as idades fornecidas pelas amostras compostas por conchas de moluscos e por um fragmento de tronco sem sinais de abrasão forneceram idades

entre 4.402-4.135 (GX-30704) e 2.987-2.751 (CENA-364) anos ^{14}C cal. A.P., que seriam mais próximas da idade de construção da barreira, na área estudada (ver capítulo 3).

No Brasil ainda existem controvérsias sobre as variações do nível relativo do mar no Holoceno médio e tardio (por exemplo, Angulo & Lessa 1997, Lessa & Angulo 1998, Martin *et al.* 1998, 2003 e Angulo *et al.* 2006). Para este trabalho foi utilizada a curva proposta por Angulo *et al.* (2006 figura 4.23). Segundo esta curva, na costa paranaense, o mar teria alcançado um nível máximo em torno de $3,5 \pm 1,0$ m entre 7.000 e 5.000 anos A.P. (Angulo *et al.* 2006). Durante o período de construção da barreira, entre 4.400 e 2.750 anos ^{14}C cal., o nível relativo do mar teria sido de no mínimo $2,0 \pm 1,0$ m. Assim, para estimar as paleopropriedades de formação das fácies da barreira e da superfície de ravinamento, foram adicionados 2 m às altitudes de sua ocorrência atual.

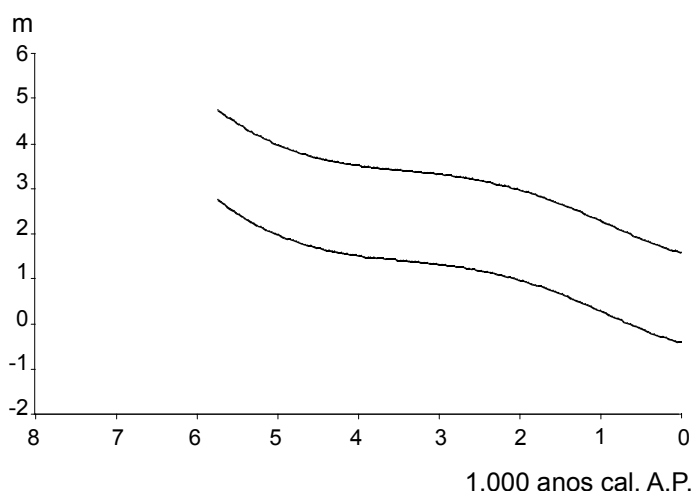


Figura 4.23: Curvas mínima e máxima de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral leste do Brasil, proposta por Angulo *et al.* 2006.

Na costa brasileira não há dados confiáveis sobre a posição do nível relativo do mar no Holoceno anteriores a 7.000 anos A.P. Estes dados também são escassos em outras regiões costeiras do mundo. Uma das estimativas mais precisas, realizada com base em recifes de coral foi apresentada por Larcombe *et al.* (1995) para costa oeste australiana. Segundo estes autores o mar estaria 17 m abaixo do atual 8.200 anos A.P. Considerando que a curva de variação do nível do mar no Holoceno tardio na costa oeste australiana (Baker *et al.* 2001 figura 4.24) é semelhante a da costa leste

brasileira (Angulo et al. 2006) pode-se estimar que na costa paranaense o mar teria subido a uma taxa de 1,7 cm/ano entre 8.200 e 7.000 anos e se manteve mais ou menos estável entre 7.000 e 5.000. Após este máximo, o mar teria descido até o nível atual com taxas inferiores a 7 mm/ano, sendo que pode ter ocorrido um período de certa estabilidade entre 4.000 e 2.500 anos A.P.

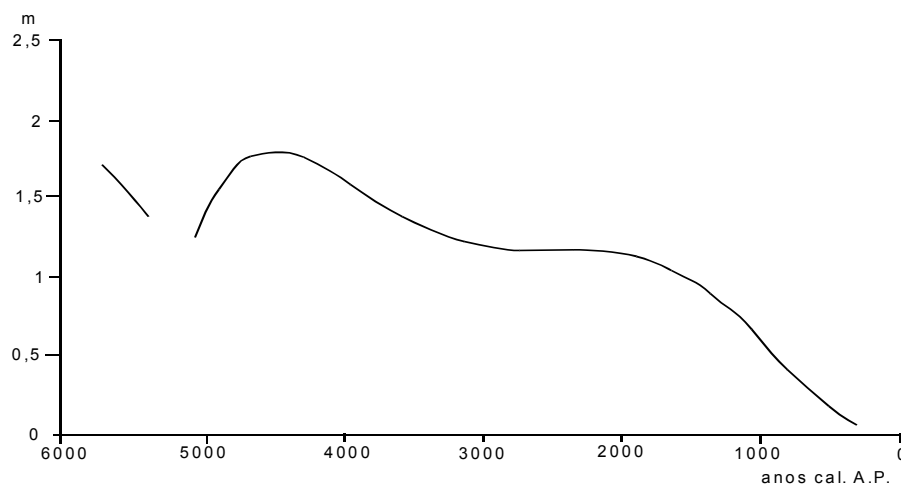


Figura 4.24: Curva de variação do nível relativo do mar durante a época do Holoceno tardio no litoral de Porto Hacking, Austrália, proposta por Baker *et al.* 2001.

4.4.8. Distribuição das isócronas na barreira

As datações das amostras dos perfis e das sondagens (ver capítulo 03) possibilitaram a definição das isócronas da barreira. Para definir estas isócronas foi assumido que as características batimétricas da face litorânea e da plataforma interna, na época de construção da barreira eram semelhantes às atuais. Deste modo, as isócronas foram construídas com a mesma forma do perfil batimétrico atual e posicionadas para interseccionar os pontos com idade conhecida da barreira (Figura 4.25).

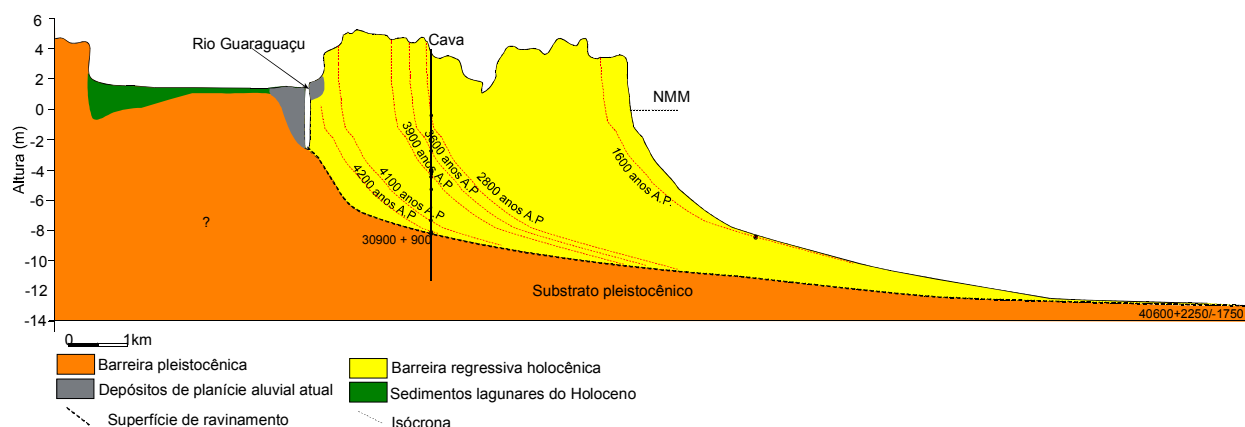


Figura 4.25: Distribuição das isócronas na barreira regressiva paranaense, obtidas a partir de datações ^{14}C (ver capítulo 3, localização – figura 4.18a perfil topográfico a-b).

4.5. MODELO PROPOSTO

A disposição das associações das fácies, na área de estudo, pode ser caracterizada como uma seqüência regressiva com espessura em torno de 12 m, sendo 2 m acima do paleonível médio do mar e 10 m abaixo deste nível, sobreposta a sedimentos finos de idade pleistocênica (ver capítulos 2 e 3, figura 4.26). Esta disposição difere da sugerida por Lessa *et al.* (2000) para a mesma área, onde, segundo o esquema apresentado, a superfície de contato entre os sedimentos da barreira holocênica e o substrato estaria a aproximadamente 14 m de paleopropundidade, sobreposta por aproximadamente 4 m de sedimentos lagunares holocênicos e 0,5 m de areias da barreira transgressiva holocênica (Figura 4.15). Na área estudada não foram encontrados os sedimentos paleolagunares holocênicos sob os sedimentos da barreira regressiva nem as fácies da barreira transgressiva. As lamais descritas por Lessa *et al.* (2000), a partir de sondagens geotécnicas, como holocênica corresponderiam ao substrato pleistocênico. Assim, a superfície de ravinamento estaria localizada a aproximadamente 10 metros de profundidade e não a 14 m como proposto por esses autores.

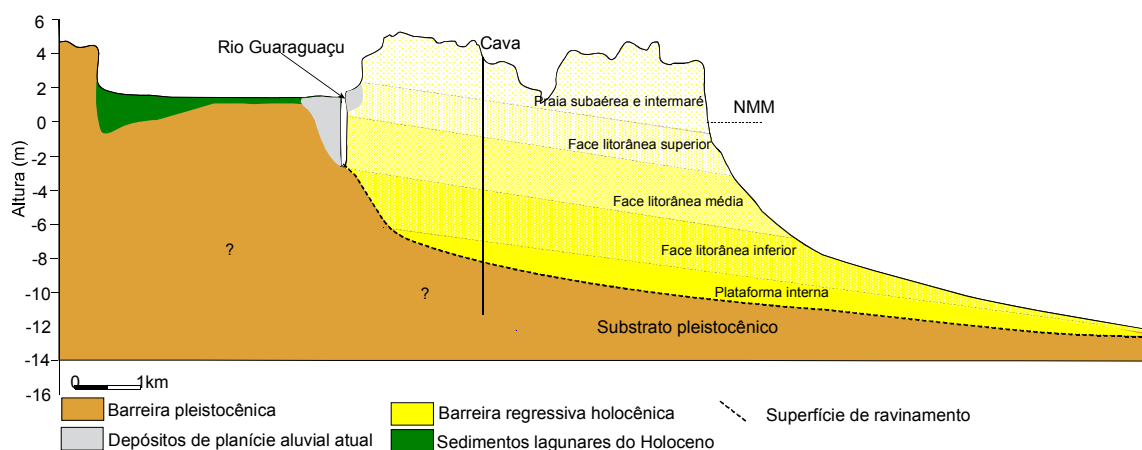


Figura 4.26: Perfil transversal das barreiras de Praia de Leste com a distribuição das associações de fácies da barreira regressiva sobre o substrato pleistocênico (localização figura 4.18a perfil topográfico a-b).

Contudo, em superfície, na região centro-sul da planície costeira paranaense, entre as barreiras pleistocênica e holocênica existe uma planície com sedimentos paleoestuarinos com idade de até 6.500 anos A.P., evidenciando que uma “barreira” separava o mar de um estuário nessa época (SI-431 Figura 4.18a). Para explicar a existência deste paleoestuário, várias hipóteses podem ser consideradas, tais como a existência da barreira transgressiva ou o crescimento de esporões.

Lessa *et al.* (2000) propuseram a existência de uma barreira transgressiva com base na descrição das fácies de dois testemunhos (referidos como V#9 e V#10, figura 4.15). Nestes testemunhos, nas paleopropriedades de 2 a 4 m, estes autores identificaram duas fácies intercaladas. Uma formada por areia grossa, mal selecionada e interpretada como formada em canal estuarino e outra constituída por areia fina, bem selecionada interpretada como depositada em leques de sobrelavagem (*overwash*) (Figura 4.27). Porém, em fotografias aéreas e em refletores de GPR no local dos testemunhos, são evidentes feições encurvadas para oeste e superfícies de refletores mergulhando para sudoeste (Figuras 4.28 e 4.29) que sugerem a existência de um esporão migrando para sudoeste. Ademais, na costa paranaense e norte catarinense são comuns evidências de significativo componente de deriva longitudinal na formação das barreiras holocênicas (Angulo 1999, Souza *et al.* 2001a, Mihály & Angulo 2002). Desta forma as fácies interpretadas com sendo de *overwash* poderiam ser reinterpretadas como fácies de preenchimento de canal estas fácies corresponderiam provavelmente a fácies associadas à uma paleodesembocadura estuarina. Além disso, ao norte da localização destes testemunhos, na parte mais interna da barreira, perfis transversais evidenciaram características tipicamente regressivas com refletores de GPR mergulhando para o mar (Figura 4.30).

Pode se concluir que, na área estudada não existem evidências diretas conclusivas da existência da barreira transgressiva. Também ela não existiu na posição indicada por Lessa *et al.* (2000), não se descartando a possibilidade de sua ocorrência numa posição mais interna da planície. Segundo as simulações computacionais geradas no STM uma pequena e estreita barreira transgressiva, com no máximo 100 m de largura e cavalgando sobre o substrato pleistocênico teria isolado a laguna e teria se posicionado a cerca de 8 km da linha de costa atual. Na área estudada, nesta posição, ocorrem sedimentos paleoestuarinos, contudo a cerca de

10 km ao norte, a 8 km da linha de costa, na Ilha Guaraguaçu, ocorrem sedimentos arenosos de barreiras, que poderiam corresponder a remanescentes da barreira transgressiva (Figuras 4.31 e 4.32). Ao sul da Ilha Guaraguaçu esta barreira, se existiu, teria sido completamente erodida pelo rio Guaraguaçu (Figura 4.32).



Figura 4.27: Fácies interpretadas como correspondentes a intercalação de fácies de canal estuarino e fácies de sobre-lavagem (*overwash*) por Lessa *et al.* (2000) (sondagem #10 - figura 4.15 – localização figura 4.18a).



Figura 4.28: Foto aérea de 1970 escala 1:70.000 da planície centro-sul paranaense, mostrando as feições recurvadas para sudoeste (parte inferior da foto) e para noroeste (parte superior da foto) na ilha Guaraguaçu, sugerindo a existência de esporões, com diferentes direções de crescimento (localização figura 4.18a).

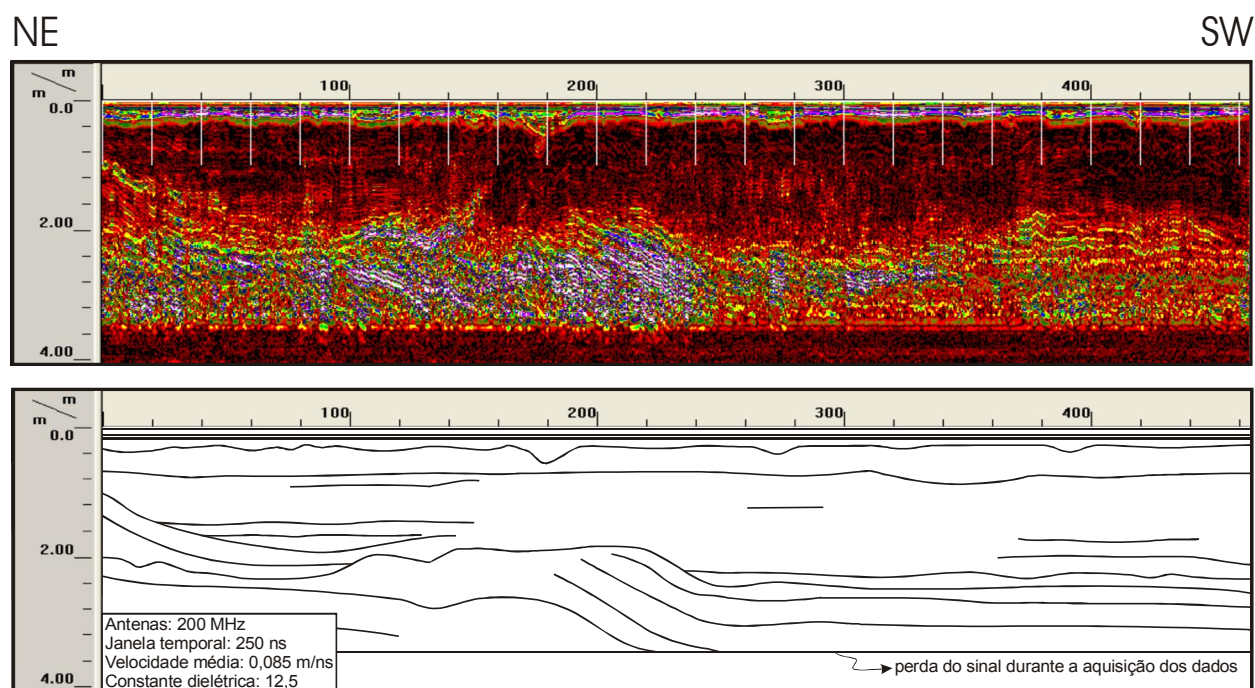


Figura 4.29: Interpretação do Perfil GPR realizado na planície costeira sobre a barreira holocênica próximo a margem do rio Guaraguaçu, mostrando os refletores (níveis amarelo e verdes da parte esquerda da imagem) mergulhando para sudoeste (Angulo et al. 2005a). Direção da perfilagem N50° (perfil GPR 2 – figura 4.18a).

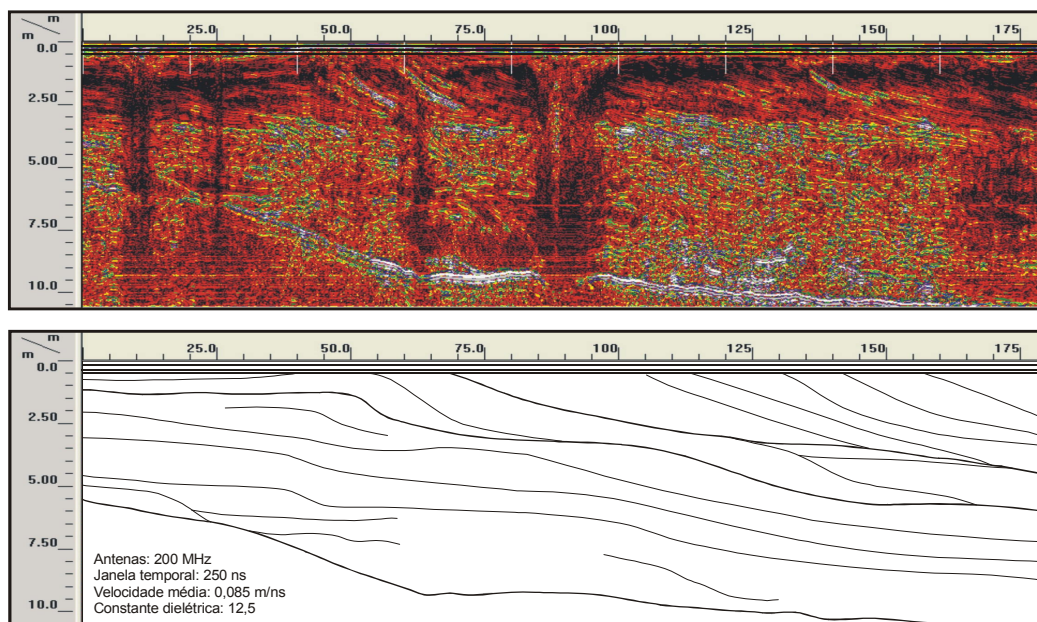


Figura 4.30: Interpretação do perfil de GPR realizado na planície costeira sobre a barreira holocênica próximo a margem do rio Guaraguaçu (Angulo et al. 2005a). Direção da perfilagem N120°. (perfil GPR 1 – figura 4.18a).

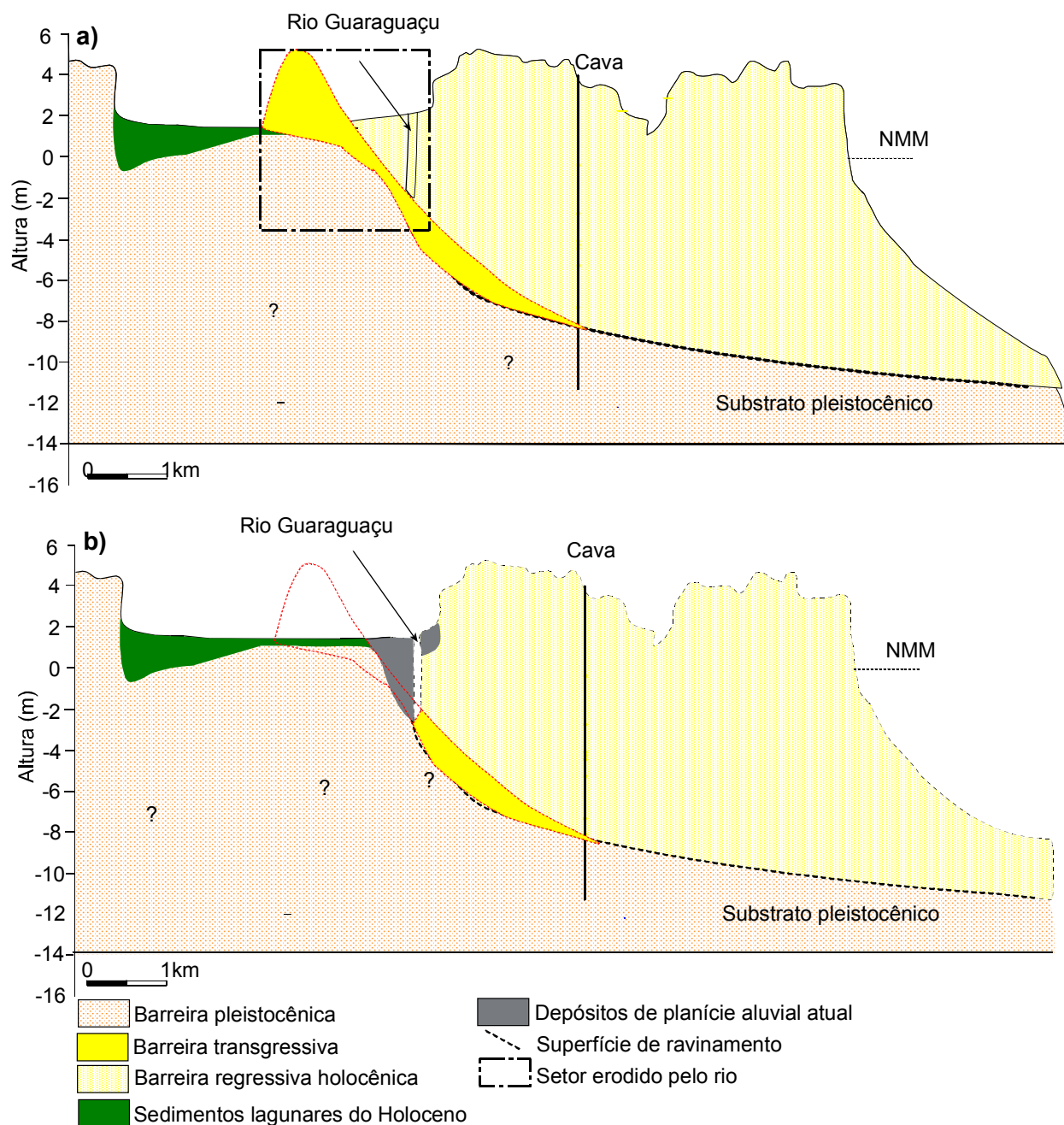


Figura 4.31: Esquema evolutivo para as barreiras holocênicas paranaenses com base nos dados obtidos pela simulação com STM e das descrições de perfis estratigráficos. a) posição da barreira transgressiva com base nos dados da simulação STM (Figura 4.22), b) estratigrafia atual da planície costeira com base nos dados de perfis estratigráficos e sondagens com vibrotestemunhador. A barreira transgressiva na figura **b** é resultante dos dados da simulação, porém não foram encontradas evidências conclusivas nos dados de campo (localização – figura 4.18a perfil topográfico a-b).



Figura 4.32: Foto aérea de 1970 escala 1:70.000, a norte das cavas de areia estudadas (figura 4.18a) com a posição da barreira transgressiva (quadrado branco) segundo os dados de simulação do STM na Ilha Guaraguaçu.

Com base nas discussões apresentadas pode-se sugerir que durante o máximo nível do mar de $3,5 \pm 1,0$, ocorrido entre 7.000 e 5.000 anos A.P. (Angulo et al. 2006), teriam existido na região esporões, que cresciam preferencialmente para sudoeste. Durante o período regressivo subsequente pode-se distinguir pelo menos três estágios evolutivos: 1) crescimento de esporões para sudoeste, quando a queda do nível do mar foi mais acelerada, até aproximadamente 4.000 anos A.P; 2) alternância entre a progradação e crescimento de esporões para nordeste, entre 4.000 e 2.500 anos A.P., quando o mar encontrava-se mais ou menos estável; e 3) após 2.500 anos A.P. até o presente, formação de cordões regressivos, favorecidos por uma aceleração da queda do nível do mar.

4.6. COMPARAÇÃO COM OUTROS MODELOS DE EVOLUÇÃO DE BARREIRAS COSTEIRAS

Alguns modelos descrevem o afogamento dos vales formados pela dissecação fluvial na fase regressiva anterior, do final do Pleistoceno, e das partes baixas dos terraços pleistocênicos durante o máximo da transgressão holocênica e a formação de lagunas, que teriam sido isoladas pela construção de uma barreira a partir da erosão dos terraços pleistocênicos frontais, a partir da qual teriam se desenvolvido os depósitos regressivos (Martin & Suguio 1976, Suguio & Martin 1976a,b, 1987, Dominguez *et al.* 1981). Porém, nestes modelos não são apresentadas evidências das fácies transgressivas e tampouco das fácies lagunares sob as barreiras regressivas.

Na planície costeira do Rio Grande do Sul, Villwock *et al.* (1986) descrevem quatro sistemas deposicionais tipo barreira/laguna que teriam se formados durante ciclos transgressivo/regressivo, sendo três do Pleistoceno e um, denominado Barreira IV, do Holoceno. A presença de extensas lagunas, tais como a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim, e depósitos lagunares aflorando na linha de costa atual, com idade de 4.330 ± 60 anos A.P. (Tomazelli *et al.* 1998) são usados como evidências para o modelo. Porém, como em outras partes da costa brasileira também não foram descritas as fácies transgressivas da barreira.

Ao sul da área de estudo, na planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina, Souza *et al.* (2001a) propuseram um modelo evolutivo holocênico no qual durante o máximo da transgressão teriam se formado ilhas-barreira com desembocaduras associadas às atuais desembocaduras dos rios Saí-Mirim e Saí-Guaçu, e durante a descida progressiva do nível do mar barreiras regressivas. Segundo estes autores durante a regressão formaram-se em alguns locais esporões que migravam para norte sob o efeito da deriva litorânea e deslocavam as desembocaduras dos estuários na mesma direção. Neste modelo também não são apresentadas evidências da barreira transgressiva, que segundo os autores teria sido erodida pelo rio Saí-Mirim.

Giannini *et al.* (2003) classificaram a Ilha Comprida, litoral sul do Estado de São Paulo, como um sistema deposicional *strandplain*, inteiramente holocênico. Segundo

estes autores não existem evidências das fácies transgressivas proposta por Suguio & Martin (1976a,b). A evolução da planície costeira de Ilha Comprida, durante o Holoceno, teria sido condicionada pela alternância entre períodos de predominância de crescimento de esporões e períodos com predominância de progradação.

Comparando os modelos descritos, os que mais se assemelham ao proposto neste trabalho, são os de Souza *et al.* (2001a) e Giannini *et al.* (2003). Principalmente no que se refere à fase durante a descida do nível do mar com crescimento de esporões e formação de cordões litorâneos regressivos. Porém, em relação ao sentido de crescimento, o modelo aqui proposto é similar ao de Giannini *et al.* (2003), pois segundo estes autores na região de Ilha Comprida existem evidências de inversões na direção da deriva predominante, durante o desenvolvimento da barreira. No litoral paranaense, estas inversões na deriva predominante parecem ter ocorrido tanto durante a elevação do nível do mar quanto durante a fase de queda subsequente, que são evidenciadas pela alternância no sentido de crescimento dos esporões.

Nos modelos propostos para outras regiões do mundo, o que mais se assemelha ao proposto neste trabalho é o da Ilha de Galveston, no Golfo do México (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin 1992, Rodriguez *et al.* 2004). Em perfil, tanto a espessura da barreira, a distribuição das associações de fácies e a forma do substrato, são semelhantes (Figuras 4.5 e 4.26). Quando da elaboração do primeiro modelo de Galveston (Bernard *et al.* 1962 *apud* McCubbin 1992), os autores consideravam que a barreira teria se formado com um nível do mar em lenta elevação e com alto aporte sedimentar, ocasionando a formação de uma típica barreira progradante. Atualmente, discute-se a possibilidade de que a barreira de Galveston tenha se desenvolvido numa fase regressiva, após um máximo, ocorrido por volta de 6.800 anos A.P., quando o nível do mar teria alcançado nível próximo a 2,0 m acima do atual (Morton *et al.* 2000, Blum *et al.* 2002, Rodriguez *et al.* 2004). Portanto, sob condições semelhantes às das barreiras paranaenses.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen J.R.L. 1970. *Physical processes of sedimentation*. Elsevier, New York, 433 p.
- Allen J.R.L. 1984. *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Developments in sedimentology, 30, Elsevier, North Holland, Inc. 1:515 p.
- Angulo R.J. 1992. *Geologia da planície costeira do Estado do Paraná*. São Paulo, Instituto de Geociências - USP. Tese de doutoramento (inédito), 334p.
- Angulo R.J. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, São Paulo, **71**(4-II):935-959.
- Angulo R.J. 2004. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de geociências*, Curitiba, **55**:25-42 (cd rom com mapa).
- Angulo R.J., Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140, 141-166.
- Angulo R.J., Pessenda L.C.R. 1997. Avaliação de datações ¹⁴C de amostras de madeiras impregnadas com ácidos húmicos provenientes da planície costeira do estado do Paraná. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 6, Curitiba. *Resumos Expandidos*. Curitiba, Abequa, **1**:31-33
- Angulo R.J., Souza M.C. 2004. Mapa geológico da planície costeira entre o rio Saí-Guaçu e a baía de São Francisco, litoral norte do estado de Santa Catarina. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **55**:9-24 (cd rom com mapa).
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A Critical Review of Mid- to Late Holocene Sea-level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. *Quaternary Science Reviews*, no prelo.
- Angulo R.J., Pessenda L.C.R., Souza, M. C. 2002. O significado das datações ¹⁴C do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior Holoceno. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **32**(1):95-106.
- Angulo R.J., Souza M.C., Disaró S. T., Branco J.C. Interpretação de ambientes de deposição do substrato pleistocênico. Em preparação.

- Angulo R.J., Souza M.C., Reimer P., Sasaoka S.K. 2005b. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, **47**:1-7.
- Angulo, R.J., Souza, M.C., Castro, D.L., Ferreira F.J.F., Veiga F.A., Castro L.G., Castelo Branco M.G. 2005a. Feições regressivas de crescimento de esporões identificados a partir de seções GPR nas planícies costeiras paranaense e norte catarinense. In: X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Abequá, Resumos expandidos, Guarapari, 5 pp. Cd-rom.
- Baker R.G.V., Haworth R.J., Flood P.G. 2001. Warmer or cooler late Holocene marine palaeoenvironments: interpreting southeast Australian and Brazilian sea-level changes using fixed biological indicators and their $\delta^{18}\text{O}$ composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, **168**:249-272
- Barbosa L.M., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L. 1986 Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado de Alagoas. In: Dantas, J.R.A. & Souza, E.P. (eds). Mapa Geológico do Estado de Alagoas – 1/250.000. DGM/DNPM.
- Bigarella J.J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, **1**:75-11.
- Bigarella J.J. 1954. Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, v.9-10. p.199-221.
- Bigarella J.J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. *Paleoclimas*, **1**:1-22.
- Bigarella J.J., Becker R.D., Matos D.J., Werner A. 1978. *A Serra do Mar e a Porção Oriental do Estado do Paraná*. Secretaria de Estado do Planejamento, Governo do Paraná. 248 p.
- Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil) In: Suguio K., Fairchild T.R., Martin L., Flexor J.M. (Eds.). 1979. Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. 232-253.
- Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Dominguez J.M.L., Ferreira Y.A. 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**:93-97.

- Bloom A.L., Yonekura N. 1990. Graphic analysis of dislocated Quaternary shorelines. *Sea-level changes*. Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington DC, 104-115.
- Blum M.D., Carter A.E., Zayac T., Goble R. 2002. Middle Holocene sea-level and evolution of the Gulf of Mexico coast (USA). *Journal of Coastal Research*, Northern Ireland, SI-36:65-80.
- Bungenstock F., Mauz B., Schäfer A. 2004. The late Holocene sea level rise at the East Frisian coast (North Sea): New time constraints provided by optical ages of coastal deposits. G. Schernewski und T. Dolch (Hrsg.): *Geographie der Meere und Küsten Coastline Reports 1* (2004), S. 37-41.
- Camargo R. 1998. *Estudo Numérico das Circulações Atmosférica e Oceânica na Região da Baía de Paranaguá*. IAG-USP, São Paulo, Tese de Doutorado (inédito), 210 p.
- Chappell J., Shackleton N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**:137-140.
- Cowan E.J. 1991. The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. In: Miall A. D., Tyler N. (eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. SEPM, (Conc. Sedimentol. Paleontol. 3), 80-93.
- Cowell P.J., Roy P.S. 1988. *Shoreface transgression model: programming guide (outline, assumptions and methodology)*. Unpub. Report, Coastal Studies Unit, Marine Studies Centre, University Sydney, 23 p.
- Cowell P.J., Roy P.S., Jones R.A. 1991. Shoreface translation model: application to management of coastal erosion. In: Brierley G., Chappell J. (eds). *Applied Quaternary studies*. Canberra, Department of Biogeography and Geomorphology, ANU, 57-73.
- Cowell P.J., Roy P.S., Jones R.A. 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology*, Amsterdam, **126**:45-61.

- Curry J.R., Emmel F.J., Crampton P.J.S. 1969. Holocene history of a strand plain, lagoon coast, Nayarit, México. In: Castañeras A. A. & Phleger F. B. (eds). *Coastal Lagoons – a symposium*: Universidad Nacional Autónoma de México/UNESCO, México, 63-100.
- Davis R.A., Clifton H.E. 1987. Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. In: Nummedal D., Pilkey O.H., Howard J.D. (eds). *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. SEPM Special Publ. N. 41, 167-187.
- Dillenburg S.R., Tomazelli L.J., Barboza E.G. 2003. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, Amsterdam, **203**:43-56.
- Dillenburg S.R., Roy P.S., Cowell P.J., Tomazelli L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, Florida, **16**(1):71:81.
- Disaró S.T., Souza M.C., Angulo R.J. Interpretação paleoambiental da barreira regressiva holocênica de Praia de Leste, Estado do Paraná, Brasil, com base em macroinvertebrados. Em preparação.
- Dominguez J.M.L., Wanless H.R. 1991. Facies architecture of falling sea-level strandplain, Doce river coast, Brazil. In: Swift D.J.P, Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A. (eds). *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy*. Special publications nº 14 of the International Association of Sedimentologists. Oxford Blackwell Scientific Publications, 259-281.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(4):227-237.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N., Azevedo A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1-4):208-215.
- Fasano J.L., Isla F. I., Schnack E.J. 1984. Movimientos relativos de la interfase continental/oceánica en el sector oriental de la Península Valdés, Chubut,

- Argentina. Evidencias aportadas por depósitos litorales cuaternarios. International symposium on sea-level and coastal evolution during late Quaternary. *Abstract*, IGCP 200-INQUA, Mar del Plata, p.32-35.
- Field M.E., Tricardi F. 1991. Regressive coastal deposits on Quaternary continental shelves: preservation and legacy. In. *Shoreline to Abyss*. SEPM Special Publ. N.46, 107-122.
- Flexor J.M., Martin L., 1979. Sur l'utilisation des grès coquilliers de la région de Salvador (Bresil) dans la reconstruction des lingnes de rivages Holocènes. In: Suguio K., Fairchild T.R., Martin L., Flexor J.M. (Eds.) *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary* 343-355.
- Fritz W.J., Moore J.N. 1988. *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. John Wiley & Sons Inc. 337p.
- Fundação SOS Mata Atlântica. 2000. <http://www.sosmatatlantica.org.br> acesso em 23/04/05.
- Gandolfo O.C.B., Souza L.A.P., Tessler M.G., Rodrigues M. 2003. Estratigrafia rasa da ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR. *Brazilian Journal of Geophysics*, São Paulo, **19**(3):252-262.
- Giannini P.C.F. 1987. *Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 2v., 234p., 3 mapas.
- Giannini P. C. F., Guedes C. C. F., Angulo R.J., Assine M. L., Souza M. C., Mori E. K. 2003. Geometria de cordões litorâneos e espaço de acomodação sedimentar na Ilha Comprida, litoral sul paulista. IX Congresso da associação brasileira de estudos do Quaternário, II Congresso do Quaternário de países de línguas ibéricas, II Congresso sobre planejamento e gestão da zona costeira dos países de expressão portuguesa, Anais..., Recife, ABEQUA/ABRH, 1:1-1 CD-Rom.
- Hayes M.O., Hulmes L.J., Wilson S.J. 1974. Importance of tidal inlets in erosional and depositional history of barrier islands. Geological Society America. *Abstract with Programs*, **6**:785.

- Isla F.I. 1998. ¿Uniformitarismo transgresivo o regresivo?. *Boletim Pararanaense de Geociências*, Curitiba, **46**:165-174.
- Knoppers B.A., Brandini F.P., Thamm C.A. 1987. Ecological studies in the Bay of Paranagua. II. Some physical and chemical characteristics. *Nerítica*, Pontal do Sul, PR, **2**(1):1-36.
- Larcombe P., Carter R.M., Dye J., Gagan M.K., Johnson D.P. 1995. New evidence for episodic post-glacial sea-level rise, central Great Barrier Reef, Australia. *Marine Geology*, Amsterdam, **127**:1-44.
- Leckie D.A., Walker R.G. 1982. Storm and tide dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval outcrop equivalents old deep basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **66**:138-157.
- Lessa G.C., Angulo R.J. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question – reply. *Marine Geology*, Amsterdam, **150**:189-196.
- Lessa G.C., Angulo R.J., Giannini P.C.F., Araújo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, Amsterdam, **165**(1-4):87-108.
- Lima M.R. de, Angulo R.J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **62**(4):357-371.
- Maack R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, **2**:66-154.
- Maia M.C.A.C., Martin L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1984. Evolução holocênica da planície costeira de Jacarepaguá (RJ). In: Brazilian Geological Congress, XXXIII, SBG, Rio de Janeiro, *Proceedings...*, **1**:105-118.
- Mantovanelli A 1999. *Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem*. Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Dissertação de mestrado. 152 p.

- Marone E., Jamiyanaa D. 1997. Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the estuarine complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. *Nerítica*, Curitiba, **11**(1-2):95-107.
- Marone E.;Camargo R. 1995. Efeitos de Maré Meteorológica Na Baía de Paranaguá, Pr. *Nerítica*,**8**:71-81.
- Marone E., Mantovanelli A., Klingenfuss M. S., Lautert L.F.C., Prata Jr V.P. 1997. Transporte de Água, Sal, Material Particulado em Suspensão e Calor na Gamboa do Perequê num Evento de Maré de Sizígia. In. Colacmar, VII, Santos, Brasil
- Martin L., Suguio K. 1975. The state of São Paulo coastal marine Quaternary geology the ancient strandlines. *Acad. Bras. Ciências*, 47 (suplemento):249-263.
- Martin L., Suguio K. 1976. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia 1,281-294.
- Martin L., Suguio K. 1978. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (state of São Paulo) and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). In: International Symposium on Coastal Evolution, Special Publication 2,1-98.
- Martin L., Suguio K. 1989. Excursion Route along the Brazilian Coast Between Santos (SP) and Campos (RJ) (North of State of Rio de Janeiro). In: International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary, Special Publication 2,1-136.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19,101-124.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1988a. Hauts niveaux marins pleistocenes du litoral bresilien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, **68**:231-239.
- Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Introdução ao estudo do Quaternário do litoral do Estado da Bahia – Trecho Salvador Ilhéus. *Revista Brasileira de Geociências* 9:309-320.
- Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Vilas Boas G.S., Flexor J.M. 1980. Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia. Salvador, CPRM. Esc. 1:250.000 e Texto explicativo.

- Martin L., Mörner N.A., Flexor J.M., Suguio K. 1982. Reconstrução de antigos níveis marinhos do quaternário. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, 154pp.
- Martin L., Suguio K., Dominguez J.M.L., Flexor J.M. 1997 Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM, Belo Horizonte. 112p.:Il, mapas.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1988b. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Série Geol. DNPM*. Brasília, 28/18, 40 pp.
- Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Suguio K. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question: Comment on Angulo R.J. and Lessa G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions"[*Mar.Geol.* 140, 141-166]. *Marine Geology*, Amsterdam, **150**,179-187.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Suguio K., Bittencourt A.C.S.P., Flexor J.M. 1983. Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. *Cahiers ORSTOM, Série Géol.*, vol. XIII, 1:59-81.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Bittencourt A.C.S.P., Vilas-Boas G.S. 1979/80. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cah. O.R.S.T.O.M Série Géologie* 11,95-124.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Azevedo A.E.G.de. 1984. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das flutuações do nível do mar. In: Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia 1,84-97.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68,303-354.
- Martins L.R., Corrêa I.C.S. (Ed.) 1996. Atlas morphology and sedimentology of the southwest Atlantic coastal zone and continental shelf from Cabo Frio (Brazil) to Península Valdés (Argentina). Porto Alegre, Ponto Um, Universidade Federal do

- Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica-CECO. 4p. 20 mapas.
- Masselink G., Lessa G.C. 1995. Barrier stratigraphy on the macrotidal central Queensland coastline, Australia. *Journal of Coastal Research*, **11**(2):454-477.
- McCubbin D.G. 1992. Barrier-island and strand plain facies. In. Scholle P.A. & Spearing D. (eds). *Sandstone depositional environments*. The american association petroleum geologists, AAPG, 247-279.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In. Miall A.D. (ed). *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**:597-604.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.
- Mihály P., Angulo R.J. 2002. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Arapira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **32**(2):217-222.
- Morton R.A., Paine J.G., Blum M.D. 2000. Responses of stable bay-margin and barrier-island systems to Holocene sea-level highstands, western Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(3):478-490.
- Noernberg M.A. 2001. *Processos morfodinâmicos no complexo estuarino de Paranaguá - Paraná - Brasil. Um estudo a partir de dados in situ e LandSat TM*. Tese de doutorado. Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 180 p.
- Odresky L. L. R. 2002. *Evolução sedimentary e batimétrica da baía de Antonina, PR*. Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, dissertação de mestrado, 79 p.
- Otvos E.G. 2005. Validity of sea-level indicators: A comment on bA new depositional model for the buried 4000 yr BP New Orleans barrier: implications for sea-level fluctuations and onshore transport from a nearshore shelf sourceQ by F.W. Stapor and G.W. Stone [Marine Geology 204 (2004) 215–234]. *Marine Geology*, Amsterdam, **217**:177– 187.
- Pirazzoli P.A. 1996. *Sea-level changes: the last 20.000 years*. John Wiley & Sons, New York, 211 p.

- Portobrás. 1983. Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá – PR, período set. 1982 a dez. 1986. Rio de Janeiro, Brasil: INPH. 189p.
- Quadros C.J.L. 2002. *Variações morfológicas e volumétricas associadas à incidência de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, dissertação de mestrado. 57 p.
- Reading H.G. 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., 3ª edição, 688 p.
- Reading H.G., Collinson J.D. 1996. Clastic coasts. In Reading H.G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., 3ª edição, 154-231.
- Reinson G. E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In. Walker R.G., James N.P. (eds) 1992. *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 179-194.
- Rodriguez A.B., Anderson J.B., Siringan F.P., Taviani M. 2004. Holocene evolution of the east Texas coast and inner continental shelf: along-strike variability in coastal retreat rates. *Journal of Sedimentary Research*, 74(3):405-421.
- Roy P.S., Cowell P.J., Ferland M.A., Thom B.G. 1994. Wave-dominated coasts. In. Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (eds.), *Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University press, Cambridge, 121-186.
- Shackleton N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6:183-190.
- Silveira J.D. 1964. Morfologia do litoral. In: Azevedo A. (ed.), *Brasil: a terra e o homem*. Cia. Editora Nacional, São Paulo, 1:253-305.
- Sousa S.H.M., Disaró S.T., Bocardi L.B., Angulo R.J., Souza M.C. 2000. Foraminifera and Ostracoda used as environmental indicators in Holocene barriers from Parana State coastline (southern Brazil). *The Second International Conference Application of micro- and meioorganisms to environmental problems, AMMP'2000*. Program & Abstracts, Winnipeg, Canada, p.121-123.

- Sousa S.H.M., Disaró S.T., Jaworski K.S., Angulo R.J., Souza M.C. 1999. Foraminíferos e moluscos de uma barreira regressiva holocênica na planície costeira de Praia de Leste, Estado do Paraná, Brasil. *In: ABEQUA*, 7., Porto Seguro, *Anais...* Porto Seguro, CD-ROM.
- Souza M.C. 1999. *Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do município de Itapoá, estado de santa Catarina: subsídios à ocupação*. Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, dissertação de mestrado, 196 p.
- Souza M.C., Angulo R.J., Pessenda L.C.R. 2001a. Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* **31**,223-230.
- Souza M.C., Angulo R.J., Tessler M.G., Figueira R.C.L. 2001b. Taxas de sedimentação no complexo estuarino da baía de Paranaguá, estado do Paraná, estimadas a partir do método de datação por espectrometria gama (^{210}Pb e ^{137}Cs): resultados preliminares. *In: Congresso da Associação Brasileira de estudos do Quaternário*, 8, Mariluz, Imbé, Abequa, *boletim de resumos*, 182-183.
- Stapor F.W., Stone G.W. 2004. A new depositional model for the buried 4000 yr BP New Orleans barrier: implications for sea-level fluctuations and onshore transport from a nearshore shelf source. *Marine Geology*, Amsterdam, **204**:215-234.
- Stuiver M., Reimer P.J. 1986. A computer program for radiocarbon age calibration. *Radiocarbon*, **28**:1022-1030.
- Suguio K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo. E. Blücher Ed. 317p.
- Suguio K., Martin L. 1976a. Brazilian coastline quaternary formations the States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 48 (suplemento):325-334.
- Suguio K., Martin L. 1976b. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 29. Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG, v.1. p.295-305.
- Suguio K., Martin L. 1978a. Formações quaternária marinhas do litoral paulista e sul fluminense. *In: Special Publication nº1, International Symposium on Coastal*

- Evolution in the Quaternary* - The Brazilian National Working Group for the IGCP, Project 61, Instituto de Geociências da USP.
- Suguio K., Martin L. 1978b. Mapa geológico do litoral paulista, folha Cananéia (1:100,000), São Paulo.
- Suguio K., Martin L. 1978c. Mapa geológico do litoral paulista, folha Iguape (1:100.000), São Paulo.
- Suguio K., Martin L. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil. In: Simp. Ecos. Costa Sul Sudeste Bras. Cananéia. *Publ...* São Paulo, ACIESP, **1**(54):1-28.
- Suguio K., Martin L., Flexor J.M. 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. In: Möner,N.A. (Ed) *Earth rheology, isostasy and eustasy*. Chichester, John Wiley & Sons 471-486.
- Suguio, K; Martin, L.; Flexor, J.M., 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape, São Paulo. *Boletim Instituto Geológico*, **7**:113-129.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4):273-286.
- Swift D. J. P., Thorne J. A. 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In. Swift D.J.P, Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A. (eds). *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy*. Special publications n° 14 of the International Association of Sedimentologists. Oxford Blackwell Scientific Publications, p. 3-31.
- Tamura T. Masuda F. Sakai T. Fujiwara O. 2003. Temporal development of prograding beach-shoreface deposits: the Holocene of Kujukuri coastal plain, eastern Japan. *Marine Geology*, Amsterdam, **198**:191-207.
- Toldo Jr. E. E., Dillenburg S. R., Corrêa I. C. S., Almeida L. E. S. B. 2000. Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, West Palm Beach, USA, **16**(3):816-822.

- Tomazelli L.J., Villwock J.A., Dillenburg S.R., Bachi F.A. Dehnhardt B.A. 1998. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(2):221-229.
- Veiga F. A. 2004. *Sedimentologia, morfologia e dinâmica da face da costa no litoral central do estado do Paraná*. Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, dissertação de mestrado, 124 p.
- Veiga F. A., Angulo R. J., Sá F., Odreski L. L. R., Lamour M. R., Disaró S. T. 2004. Origin of mud deposits in a wave dominated shallow inner continental shelf of the State of Paraná coast, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium, Itajaí, SC, 1-4.
- Vilas Boas G. da S., Martin L., Bittencourt A.C. da S.P., Flexor J.M. 1979. Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the northern half of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: Inter. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary. São Paulo, *Proc...* São Paulo. p.254-263.
- Villwock J.A., Tomazelli L.J., Loss E.L., Dehnhardt E.A., Horn Filho N.O., Bachi F.A., Dehnhardt B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, **4**:79-97.
- Walker R.G., James N.P. (eds) 1992. *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 454 p.
- Walker R.G., Plint A. G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker R.G., James N.P. (eds) 1992. *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 219-238.